



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

RAFAEL GUIMARÃES CORRÊA LIMA

**ESTUDO PETROGRÁFICO E DE INCLUSÕES FLUIDAS DAS  
ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO MINÉRIO AURÍFERO  
SULFETADO DO ALVO PISTA, DEPÓSITO CORINGA,  
PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ.**

**GEOCIÊNCIAS**  
U F P A

Belém-PA

2015

RAFAEL GUIMARÃES CORRÊA LIMA

**ESTUDO PETROGRÁFICO E DE INCLUSÕES FLUIDAS DAS  
ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO MINÉRIO AURÍFERO  
SULFETADO DO ALVO PISTA, DEPÓSITO CORINGA,  
PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM)

Coorientador: Dr. Régis Munhoz Krás Borges (UFPA)

Belém-PA

2015

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

C824e      Corrêa Lima, Rafael Guimarães, 1989

Estudo petrográfico e de inclusões fluidas das rochas hospedeiras e do minério aurífero sulfetado do alvo pista, depósito Coringa, Província Aurífera do Tapajós, Pará / Rafael Guimarães Corrêa Lima. – 2015

129 f. : il. ; 30 cm

Orientador: Evandro Luiz Klein

Coorientador: Régis Munhoz Krás Borges

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2014.

1. Metais preciosos – Tapajós, Região (PA). 2. Inclusões fluidas. I. Título.

CDD 22. ed.: 553.42098115

---

RAFAEL GUIMARÃES CORRÊA LIMA

**ESTUDO PETROGRÁFICO E DE INCLUSÕES FLUIDAS DAS  
ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO MINÉRIO AURÍFERO  
SULFETADO DO ALVO PISTA, DEPÓSITO CORINGA,  
PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ.**

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geologia do  
Instituto de Geociências da Universidade  
Federal do Pará, em cumprimento às  
exigências para obtenção do grau de  
Bacharel em Geologia.

Data de Aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:

---

Evandro Luiz Klein (Orientador)  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará / CPRM-  
Serviço Geológico do Brasil

---

Cláudio Nery Lamarão (Membro)  
Doutor em Geoquímica e Petrologia  
Universidade Federal do Pará

---

Raimundo Netuno Nobre Villas  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

*À minha avó, Francisca Emim,  
por todo o amor...*

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências e à Faculdade de Geologia pela estrutura e suporte fornecidos durante os anos de graduação.

À CPRM pela oportunidade de realizar este trabalho com apoio do projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil, área Sudeste do Tapajós.

O orientador agradece à *Magellan Minerals* (geólogos Dennis Moore, pela liberação do acesso aos dados e testemunhos de sondagem do depósito e aos geólogos Guillermo Hughes e Felix Huber pelo apoio nos trabalhos de campo e amostragem).

Ao orientador desta pesquisa, Dr. Evandro L. Klein, pela paciente orientação, sugestões e críticas imprescindíveis, acima de tudo pela oportunidade.

Ao LABMEV-UFPA, nas pessoas de Ana Paula e Gisele T. Marques.

Ao Prof<sup>o</sup> Régis Munhoz, pelas sugestões durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao Prof<sup>o</sup> Raimundo Netuno, pelo conhecimento transmitido durante o curso de Inclusões fluidas e pelas sugestões durante esta pesquisa.

Ao Prof<sup>o</sup> Cláudio Lamarão, pelo auxílio no entendimento sobre as rochas vulcânicas.

À Gisele T. Marques, pela atenção e apoio no laboratório de microtermometria.

À Joana D'arc, pelo valioso apoio durante este trabalho.

Ao amigo Helder Thadeu, pela amizade e incessantes discussões metalogenéticas, sobre a falta de ouro e das coisas da vida.

À amiga Bruna Nogueira, por seu companheirismo.

À turma da fuzarca, Christian Ribeiro (Bino), Helder Thadeu, Leandro Melo (Quaxi), Paulo Aviz (Together; Cara de Peixe), Patrícia Rodrigues (Paty Arroto), Ramon Carvalho e Victor Matheus (Lombroso), pelos inesquecíveis momentos e pela união.

Aos amigos da turma de 2010, Edson Batista, Reinaldo Jr., Daiveson Abreu (Neymar), Lucas Baía, Rômulo Amaral, Franco Felipe, Arthur Jerônimo (Passividade), Adson Pinheiro (Blade), Leonardo Negrão e Aílton Brito.

À Ana Carolina M. Farias, pelo amor e cumplicidade.

Sobretudo, agradeço aos meus Pais, José Carlos e Siléa Guimarães, por todo o apoio e amor.

*“(...) e que a atitude de recomeçar é todo dia toda hora,  
é se respeitar na sua força e fé,  
se olhar bem fundo até o dedão do pé (...)”*

Gonzaguinha

## RESUMO

O alvo Pista é um prospecto situado nas imediações do corpo de minério principal do depósito Coringa, localizado no extremo sudeste da Província Aurífera do Tapajós, nas proximidades do município de Novo Progresso (PA). O estudo petrográfico detalhado de amostras de testemunhos de sondagem indica um feldspato alcalino granito como o principal litotipo hospedeiro da mineralização, composto por feldspato potássico perítico, quartzo e albita. Além deste, foi reconhecido um conjunto de rochas piroclásticas, formado por ignimbrito feldspato alcalino riolítico e lápili-tufo, além de brecha hidrotermal. Estas rochas foram afetadas por diferentes estágios de alterações hidrotermais. Foram reconhecidos sete tipos: albitização, propilitização, sericitização, silicificação, carbonatação, argilização e hematitização. Sericitização e silicificação constituem as alterações mais expressivas e a mineralização aurífera-sulfetada está relacionada a elas. Em zonas de intensa sericitização e brechação, mineralizadas, foram observados cristais de adularia associados a vênulas de quartzo e à sericita. A mineralização ocorre em estilos disseminado e fissural, inclui pirita, esfalerita, galena e calcopirita. Análises por MEV-EDS mostraram partículas de hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) com até 6,6% de Au e esfalerita com teores de Au entre 1,5 e 3,25%, indicando que o Au está associado à Ag e Zn. Vênulas de quartzo contêm inclusões fluidas que ocorrem em grupamentos, trilhas intra- e transgranulares e de forma isolada. Análises microtermométricas preliminares permitiram o reconhecimento de três fluidos distintos: (1) fluido aquocarbônico (fluido I) de baixa salinidade, de 3,0 a 8,0% de NaCl equiv. e frações molares de  $\text{CO}_2$  entre 0,06 e 0,7 (mol% de  $\text{CO}_2$ ); (2) fluido aquoso (fluido II) com salinidade entre 6,0 e 9,7% de NaCl equiv., ambos de provável origem magmática e formados por ebulição (*boiling*); (3) fluido aquoso de mais baixa salinidade (fluido III), entre 0,2 e 3,0% de NaCl equiv., com temperatura de homogeneização entre 190 e 310°C, resultante de influxo de água meteórica. As rochas hospedeiras, o caráter polimetálico da mineralização, a ocorrência de adularia na alteração hidrotermal e a presença de fluidos aquosos e aquocarbônico de baixa salinidade são características que permitem sugerir ser o alvo Pista parte de um sistema mineralizado magmático-hidrotermal, possivelmente epitermal de baixa ou intermediária sulfetação.

Palavras-chave: Alteração hidrotermal. Inclusões fluidas. Depósito Coringa.  
Província Aurífera do Tapajós.

## ABSTRACT

Pista is a prospect located near the main orebodies of the Coringa gold deposit, in southeastern Tapajós Gold Province, near to Novo Progresso town, State of Pará, Brazil. The detailed petrographic investigation of drill core samples indicates that an alkali feldspar granite is the main host rock to the mineralization. This rock consists of perthite k-feldspar, quartz and albite. In addition, a set of pyroclastic rocks, consisting of alkali feldspar rhyolitic ignimbrite and lapilli-tuff, and hydrothermal breccia have also been recognized. These rocks were affected by different stages of hydrothermal alteration. Seven types of alteration have been recognized: albitization, propylitic, sericitization, silicification, carbonatization, argillic and hematitization. Sericitization and silicification are the most significant ones, and are related with the Au-sulfide mineralization. Adularia, associated with quartz veinlets and sericite, has been observed in strongly sericitized and brecciated zones. The mineralization occurs in two styles, disseminated and fissure-filling, and includes pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite. Analyses by SEM-EDS showed hessite particles ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) containing up to 6.6% Au and sphalerite with Au contents between 1.5 and 3.25%, indicating that Au is associated with Ag and Zn. Quartz veinlets contain fluid inclusions that occur in clusters, intra- and transgranular trails and in isolation. Preliminary microthermometric analysis allowed the recognition of three different fluid types: (1) aqueous-carbonic fluid (fluid I), with low-salinity, from 3.0 to 8.0 wt.% NaCl equiv., and  $\text{CO}_2$  contents from 0.06 to 0.7 (mol%  $\text{CO}_2$ ); (2) aqueous fluid (fluid II), with low-salinity, from 6.0 to 9.7 wt.% NaCl equiv. Both fluids are probably of magmatic origin and formed by boiling. There is also an (3) aqueous, low salinity fluid (Fluid III), with 0.2 to 3.0 wt.% NaCl equiv., and homogenization temperatures ranging from 190 to 310°C, resulting from meteoric water inflow. The host rock types, the polymetallic nature of the mineralization, the occurrence of adularia in the hydrothermal alteration, and the presence of low salinity aqueous-carbonic and aqueous fluids allow us to suggest that Pista is part of a magmatic–hydrothermal mineralized system, possibly a low- or intermediate-sulfidation epithermal system.

Keywords: Hydrothermal alteration. Fluid inclusions. Coringa deposit. Tapajós Gold Province.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1.1</b> – Mapa de localização e acesso ao depósito Coringa.....	18
<b>Figura 3.1</b> – Províncias geocronológicas do cráton amazônico, segundo propostas de (A) Tassinari e Macambira (2004) e (B) Santos et al. (2006).....	25
<b>Figura 3.2</b> – Mapa da porção sul do Cráton Amazônico.....	26
<b>Figura 3.3</b> – Mapa geológico do Domínio Tapajós (DTJ) .....	28
<b>Figura 5.1</b> – Mapa geológico preliminar da área do depósito Coringa. ....	45
<b>Figura 6.1</b> – Log de sondagem simplificado do furo DDH-21. ....	47
<b>Figura 6.2</b> – Log de sondagem simplificado do furo DDH-18. ....	48
<b>Figura 6.3</b> – Aspectos mesoscópicos do Feldspato alcalino granito....	49
<b>Figura 6.4</b> – Aspectos microscópicos do feldspato alcalino granito.....	51
<b>Figura 6.5</b> – Feições texturais mesoscópicas da brecha hidrotermal.....	52
<b>Figura 6.6</b> – Aspectos microscópicos da brecha hidrotermal.....	54
<b>Figura 6.7</b> – Aspectos do Igimbrito feldspato alcalino riolítico.....	56
<b>Figura 6.8</b> – Aspectos texturais meso- e microscópicos do Lápili-tufo.....	58
<b>Figura 6.9</b> – Quadro paragenético do sistema hidrotermal do alvo Pista. ....	60
<b>Figura 6.10</b> – Aspectos microscópicos da albitização. ....	61
<b>Figura 6.11</b> – Aspectos texturais microscópicos da propilitização.....	62
<b>Figura 6.12</b> – Aspectos texturais microscópicos da propilitização.....	63
<b>Figura 6.13</b> – Aspectos texturais microscópicos da alteração sericítica.....	65
<b>Figura 6.14</b> – Aspectos texturais da alteração sericítica com adularia.....	66
<b>Figura 6.15</b> – Aspectos texturais mesoscópicos da silicificação no alvo Pista.....	67
<b>Figura 6.16</b> – Aspectos microscópicos da silicificação.....	69
<b>Figura 6.17</b> – Aspectos texturais do estágio de carbonatação no alvo Pista.....	70
<b>Figura 6.18</b> – Análises em MEV-EDS de carbonato ferroso, enriquecido em Mn. ...	71
<b>Figura 6.19</b> – Aspectos microscópicos da argilização.....	72
<b>Figura 6.20</b> – Aspectos mesoscópicos da hematitização.....	73
<b>Figura 6.21</b> – Modos de ocorrência da mineralização sulfetada no alvo Pista.....	74
<b>Figura 6.22</b> – Gerações de pirita, seus modos de ocorrência e associações.....	76
<b>Figura 6.23</b> – Imagens em MEV para pirita e fases relacionadas. ....	77
<b>Figura 6.24</b> – Espectros das análises de EDS mostradas na figura 6.23.....	78
<b>Figura 6.25</b> – Aspectos texturais de esfalerita, calcopirita e galena.....	80
<b>Figura 6.26</b> – Imagens em MEV para fases sulfetadas do alvo Pista.....	81

<b>Figura 6.27</b> – Espectros das análises de EDS mostradas na figura 6.26.....	82
<b>Figura 6.28</b> – Seções bipolidas de algumas amostras estudadas.....	83
<b>Figura 6.29</b> – Aspectos texturais dos cristais de quartzo hospedeiros das inclusões fluidas.....	84
<b>Figura 6.30</b> – Inclusões aquosas bifásicas (Tipo 2).....	86
<b>Figura 6.31</b> – Inclusões aquocarbônicas (Tipo 3).....	88
<b>Figura 6.32</b> – A) Histograma de frequência para temperatura de fusão do gelo (Tfg) para inclusões do tipo 2. B) Histograma de frequência para salinidade (NaCl) para inclusões do tipo 2. ....	91
<b>Figura 6.33</b> – A) Histograma de frequência para temperatura de homogeneização (Th) nas inclusões do tipo 2. B) Diagrama entre temperatura de homogeneização (Th) e salinidade (NaCl). As áreas circundadas delimitam as três populações definidas a partir de salinidade e Th. ...	92
<b>Figura 6.34</b> – A) Histogramas de frequência para temperatura de fusão do CO <sub>2</sub> (TfCO <sub>2</sub> ) (A), temperatura de homogeneização parcial do CO <sub>2</sub> (ThCO <sub>2</sub> ) (B) e temperatura de fusão do clatrato (TfClat.) (C).....	94
<b>Figura 6.35</b> – A) Histograma de frequência para salinidade das inclusões aquocarbônicas. B) Diagrama mostrando relação entre frações molares de NaCl e CO <sub>2</sub> .....	95
<b>Figura 7.1</b> – Diagrama empírico de estabilidade mineral em função da variação das razões $aK^+/aH^+$ e $aNa^+/aH^+$ .....	100
<b>Figura 7.2</b> – Esquema ilustrativo para os processos formadores de depósitos pórfiros-epitermais, proposto por Hedenquist et al. 2000.....	105

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós, com intervalos de idade para sua formação .....	29
--	----

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ab	–	Albita
Au	–	Ouro
Bt	–	Biotita
Cal	–	Calcita
Chl	–	Clorita
Ccp	–	Calcopirita
Cst	–	Cassiterita
Ep	–	Epidoto
Gn	–	Galena
Hem	–	Hematita
Ht	–	Hessita
Kfs	–	Feldspato potássico
Mag	–	Magnetita
Py	–	Pirita
Qz	–	Quartzo
Rt	–	Rutilo
Sd	–	Siderita
Sp	–	Esfalerita
Ser	–	Sericita
PAT	–	Província Aurífera do Tapajós
NC	–	Nicóis cruzados
NP	–	Nicóis paralelos
MEV	–	Microscópio eletrônico de varredura
ERE	–	Elétrons retroespalhados
EDS	–	Espectroscopia de raios X por dispersão de energia ( <i>Energy Dispersive X-Ray Spectrometer</i> )
LABMEV	–	Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	16
1.1	APRESENTAÇÃO.....	16
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO.....	17
1.3	JUSTIFICATIVAS.....	19
1.4	OBJETIVOS .....	19
2	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	21
2.1	MATERIAIS.....	21
2.2	METODOLOGIA DE CAMPO .....	21
2.3	METODOLOGIA DE LABORATÓRIO.....	21
2.3.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.3.2	<b>Petrografia</b> .....	21
2.3.3	<b>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</b> .....	22
2.3.4	<b>Inclusões fluidas</b> .....	22
2.3.5	<b>Confecção da monografia</b> .....	23
3	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	24
3.1	PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA .....	25
3.2	DOMÍNIO TAPAJÓS .....	27
3.2.1	<b>Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós</b> .....	29
3.2.1.1	Sequência metavulcanossedimentar .....	30
3.2.1.2	Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú).....	30
3.2.1.3	Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú) .....	33
3.2.1.4	Magmatismo Intracontinental.....	36
3.2.1.5	Coberturas Sedimentares.....	38
3.2.1.6	Magmatismo Máfico Intracontinental .....	39
4	<b>METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS</b> .....	40
5	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL</b> .....	44

6	<b>RESULTADOS</b> .....	46
6.1	PETROGRAFIA .....	46
6.1.1	<b>Feldspato alcalino granito</b> .....	49
6.1.1.1	Aspectos microscópicos .....	50
6.1.2	<b>Brecha hidrotermal</b> .....	52
6.1.2.1	Aspectos microscópicos .....	53
6.1.3	<b>Ignimbrito feldspato alcalino riolítico</b> .....	55
6.1.3.1	Aspectos microscópicos .....	55
6.1.4	<b>Lápili-Tufo</b> .....	57
6.1.4.1	Aspectos microscópicos .....	57
6.2	ALTERAÇÃO HIDROTERMAL .....	59
6.2.1	<b>Albitização</b> .....	61
6.2.2	<b>Propilitização</b> .....	61
6.2.3	<b>Sericitização</b> .....	63
6.2.4	<b>Silicificação</b> .....	67
6.2.5	<b>Carbonatação</b> .....	70
6.2.6	<b>Argilização</b> .....	71
6.2.7	<b>Hematitização</b> .....	72
6.3	MINERALIZAÇÃO.....	74
6.4	INCLUSÕES FLUIDAS .....	83
6.4.1	<b>Aspectos gerais</b> .....	83
6.4.2	<b>Petrografia das inclusões fluidas</b> .....	84
6.4.2.1	Tipo 1: Aquosas monofásicas.....	85
6.4.2.2	Tipo 2: Aquosas bifásicas.....	85
6.4.2.3	Tipo 3: Aquocarbônicas (bifásicas e trifásicas).....	87
6.4.2.4	Tipo 4: Carbônicas .....	87
6.4.3	<b>Microtermometria</b> .....	89

6.4.3.1	Inclusões aquosas bifásicas (Tipo 2).....	89
6.4.3.2	Inclusões Aquocarbônicas (Tipo 3) .....	93
7	<b>DISCUSSÕES</b> .....	96
7.1	ROCHAS HOSPEDEIRAS .....	96
7.2	SISTEMA HIDROTERMAL .....	98
7.3	INCLUSÕES FLUIDAS .....	103
7.4	MODELO GENÉTICO .....	104
8	<b>CONCLUSÕES</b> .....	106
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	108
	<b>APÊNDICES</b> .....	121
	<b>ANEXOS</b> .....	127

## 1 INTRODUÇÃO

---

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico e é considerada uma das principais províncias metalogenéticas do Brasil, apresentando uma extensa ocorrência aurífera primária, supergênica e aluvionar. Sua atividade extrativa teve início em 1958, com produção estimada de 600 t de ouro, ao longo das três primeiras décadas de exploração. Dados oficiais registram uma produção garimpeira de 90 t de ouro entre 1985 e 1995 (CALDERARO; STILIANIDI; MÁRTIRES, 1998 apud KLEIN; CARVALHO, 2008). Em 2007 a produção garimpeira oficial foi de 2,2 t Au, correspondendo a 63% da produção garimpeira do estado do Pará.

Trabalhos de pesquisa mineral na região indicam existência de depósitos primários importantes, entre eles destacam-se: Tocantinzinho (61 t Au), São Jorge (54,2 t Au), Cuiú-Cuiú (40,3 t Au), Coringa (34,1 t Au), Ouro Roxo (20,1 t Au), e Palito (18,5 t Au). Os modelos metalogenéticos vigentes registram diversas classes de depósitos (modelos genéticos) na província, que incluem relacionados a intrusões, epitermais, pórfiros e orogênicos, além de depósitos entendidos de modo genérico como gerados por processos magmático-hidrotermais (DREHER, VLACH; MARTINI, 1998; KLEIN et al., 2001, 2013; SANTOS et al., 2001; JULIANI et al., 2005, 2011; VELOSO; SANTOS, 2013; VILLAS; SANTIAGO; CASTILHO, 2013; ASSUNÇÃO; KLEIN, 2014; ECHEVERRI-MISAS et al., 2014).

O depósito Coringa está localizado no extremo sudeste da PAT, nas proximidades do município de Novo Progresso (PA). Atualmente a *Magellan Minerals Ltd.* é a detentora dos direitos de exploração do depósito, segundo esta, estima-se que desde 1970 tenham sido extraídas de forma artesanal 10 ton de Au de fontes aluvionares e primárias na área do projeto. No entanto, ainda são escassos os dados geológicos sobre a região e o depósito Coringa, o que dificulta a compreensão do contexto metalogenético local. Assim, este trabalho busca contribuir para um melhor entendimento sobre a gênese deste depósito, por meio da caracterização das rochas hospedeiras e da mineralização no alvo Pista (prospecto localizado nas imediações do corpo principal de minério no depósito Coringa), bem

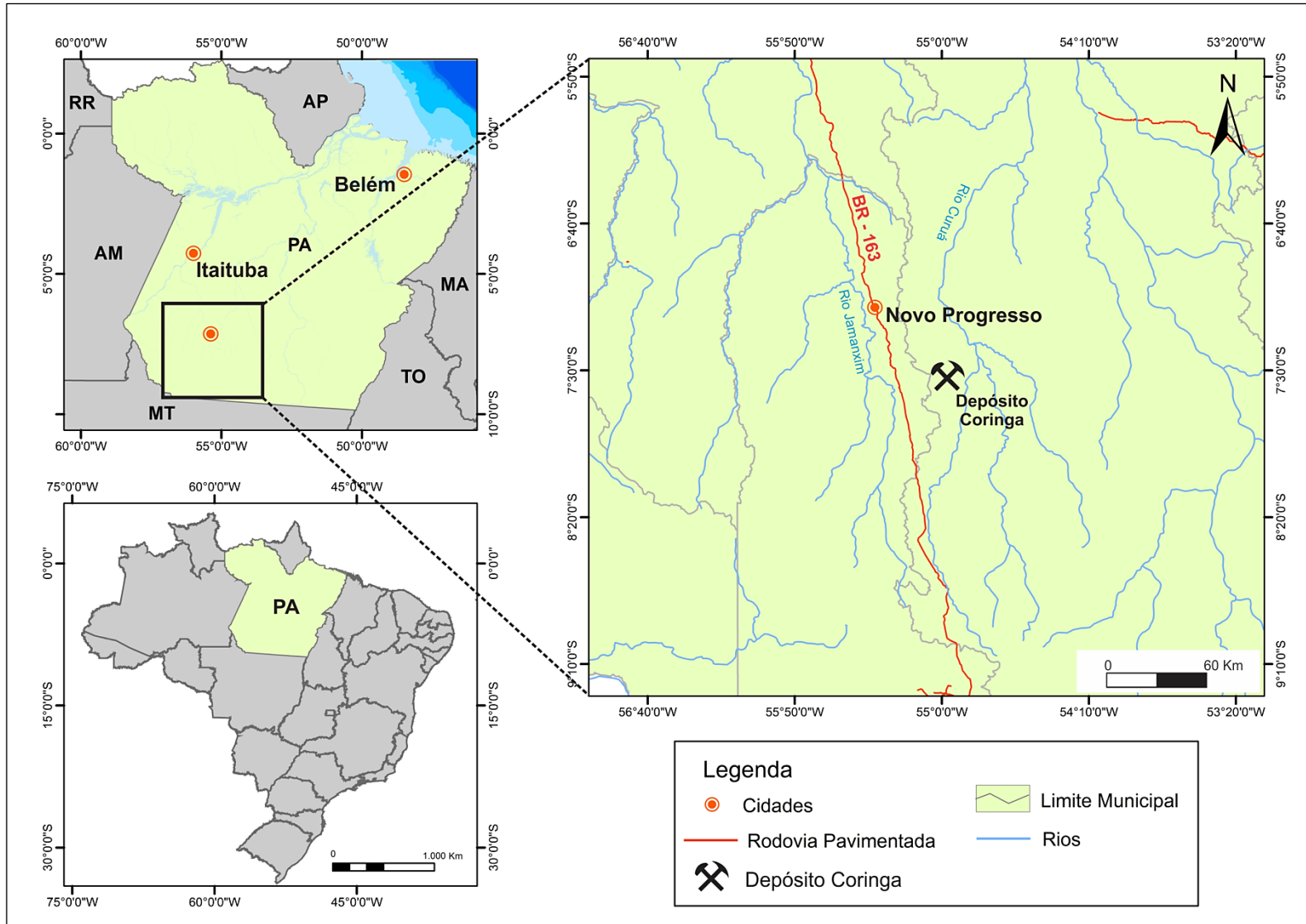
como os fluidos hidrotermais associados à mineralização no mesmo, contribuindo de forma geral às pesquisas realizadas pela CPRM e pelo Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica da UFPA.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

O depósito Coringa está localizado no extremo sudeste da PAT, ao sul de Itaituba, entre as cidades de Altamira e Novo Progresso, cerca de 60 km a sudeste desta última. A área do Projeto situa-se aproximadamente na latitude 7°32' S e longitude 55°2' W (coordenadas UTM 9165400N e 716600E), entre dois importantes rios da região, o Jamanxim a oeste e Curuá a leste (Figura 1.1).

O acesso dá-se principalmente por vias aérea e rodoviária, esta última por meio da BR-163 (Santarém-Cuiabá) partindo de Itaituba (PA) ou Cuiabá (MT). O trajeto de Cuiabá à Novo Progresso é asfaltado e deve ser seguido até o Km 1020, a partir de onde toma-se uma estrada vicinal à direita por 38 km até a área do projeto.

Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso ao depósito Coringa.



Fonte: DNIT, 2002

### 1.3 JUSTIFICATIVAS

O depósito Coringa vem sendo, nos últimos dois anos, alvo de estudos por parte de pesquisadores de universidades e da CPRM. Até então, suas informações se restringiam a relatórios internos de empresas de mineração. Atualmente, o depósito vem sendo classificado como pertencente à classe dos epitermais *low-sulfidation* (TOKASHIKI et al. 2013; 2014). No entanto, informações sobre suas rochas hospedeiras, processos hidrotermais e mineralogia do minério ainda são restritas, sobretudo no alvo Pista, o qual é um alvo distal em relação ao corpo de minério principal. Ademais, não existem trabalhos concordantes com o modelo proposto, tampouco os que proponham outra classificação genética ao depósito.

Outro fator importante é a ausência de informações sobre os fluidos que atuaram para a formação do depósito Coringa. Neste sentido, o estudo de inclusões fluidas constitui-se como uma importante ferramenta para obtenção de informações sobre parâmetros físico-químicos dos fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais e mineralização, à época de suas interações com as rochas hospedeiras.

### 1.4 OBJETIVOS

Com o objetivo geral de contribuir com a compreensão do contexto metalogenético do depósito Coringa, foram estudadas as rochas hospedeiras e suas alterações hidrotermais, bem como a mineralização e os fluidos hidrotermais no alvo Pista. Dessa forma, foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- (i.) Caracterização petrográfica e classificação das rochas hospedeiras da mineralização no alvo Pista;
- (ii.) Definição das associações minerais e dos tipos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas hospedeiras, bem como suas relações texturais e temporais;
- (iii.) Caracterização da mineralização e das eventuais associações de alterações hidrotermais a ela relacionadas;
- (iv.) Caracterização dos fluidos hidrotermais quanto à composição e às suas propriedades físico-químicas (densidade, salinidade, pressão e temperatura);

- (v.) Estabelecer relações entre os fluidos e as alterações hidrotermais, do mesmo modo com o minério aurífero-sulfetada do alvo Pista.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

---

### 2.1 MATERIAIS

Foram utilizadas amostras de dois furos de sondagem (DDH-18; DDH-21) cedidas pela empresa *Magellan Minerals Ltd.*, coletadas durante campanhas de campo pelo orientador do trabalho na CPRM.

### 2.2 METODOLOGIA DE CAMPO

Não foram realizadas atividades de campo. O material utilizado neste estudo foi coletado pelo orientador em campanhas de campo anteriores.

### 2.3 METODOLOGIA DE LABORATÓRIO

#### 2.3.1 Pesquisa Bibliográfica

Esta etapa desenvolveu-se ao longo de toda a pesquisa, consistindo de levantamento de bibliografias referentes à Província Aurífera do Tapajós e seus depósitos auríferos, bem como aquelas relacionadas ao depósito Coringa, além de publicações específicas referentes aos estudos de inclusões fluidas, alterações hidrotermais e modelos metalogenéticos.

#### 2.3.2 Petrografia

Envolveu preliminarmente uma etapa de análise macroscópica, por meio de descrições detalhadas e documentação fotográfica das amostras dos furos de sondagem estudados, a partir das quais foram confeccionadas 31 lâminas polidas para análises microscópicas em luz transmitida e refletida, desenvolvidas em microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2 do Laboratório de Geologia Econômica da UFPA.

As descrições microscópicas compreenderam observações minuciosas sobre a composição mineralógica e feições texturais de cada litotipo, que, quando possível, foram classificados conforme estabelecido pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da *International Union of Geoscientists (IUGS)*.

Além disso, esta etapa compreendeu a caracterização das alterações hidrotermais (associações minerais, feições texturais, estilos e relações temporais) e da mineralização presentes no alvo Pista. Nas fotomicrografias os nomes dos minerais foram abreviados de acordo com modelo sugerido por Whitney e Evans (2010). Os minerais sem abreviatura conhecida foram abreviados pelo autor desta monografia.

### **2.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)**

A caracterização da mineralização foi aprimorada por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), com a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e composições químicas semiquantitativas com base na técnica de espectroscopia de raios X por dispersão de energia (EDS), que possibilitaram a individualização das fases minerais sulfetadas e melhor compreensão acerca de suas relações texturais, bem como o reconhecimento de fases menores inclusas nas mesmas e suas composições químicas aproximadas. Para isso, foram utilizadas lâminas polidas previamente metalizadas com carbono.

Esta atividade foi realizada em microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 acoplado a espectrômetro de dispersão de energia do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFPA. O equipamento operou com um feixe de corrente de elétrons de 90  $\mu\text{A}$ , voltagem de aceleração constante de 20 kV e distância de trabalho de 15 mm.

### **2.3.4 Inclusões fluidas**

Objetivando a aprendizagem e familiarização com esta metodologia, o autor participou das aulas teóricas e práticas da disciplina “Inclusões Fluidas”, no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, durante o segundo semestre de 2013.

As atividades foram realizadas nos Laboratórios de Geologia Econômica do Instituto de Geociências da UFPA e compreenderam três etapas:

- (I) Petrografia convencional para observação, em temperatura ambiente, de características como morfologia, tamanho, número de fases, grau de preenchimento e relação entre diferentes tipos de inclusões, seguindo critérios adotados por Van den Kerkhof e Hein (2001).

- (II) Análises microtermométricas (resfriamento e aquecimento) efetuadas em Platina Linkam TH600 acoplada ao microscópio petrográfico, de acordo com Roedder (1984). Foram utilizados os seguintes padrões sintéticos para calibração do equipamento: CO<sub>2</sub> puro (ponto de fusão em -56,6°C); água pura (ponto de fusão do gelo em 0°C).
- (III) Redução e interpretação dos dados e cálculos de isócoras efetuadas com auxílio do programa FLINCOR (BROWN, 1989) segundo equações adequadas aos sistemas químicos dos diferentes tipos de inclusões.

### **2.3.5 Confeção da monografia**

Deu-se com a elaboração do texto final da monografia nos últimos seis meses de desenvolvimento da pesquisa.

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

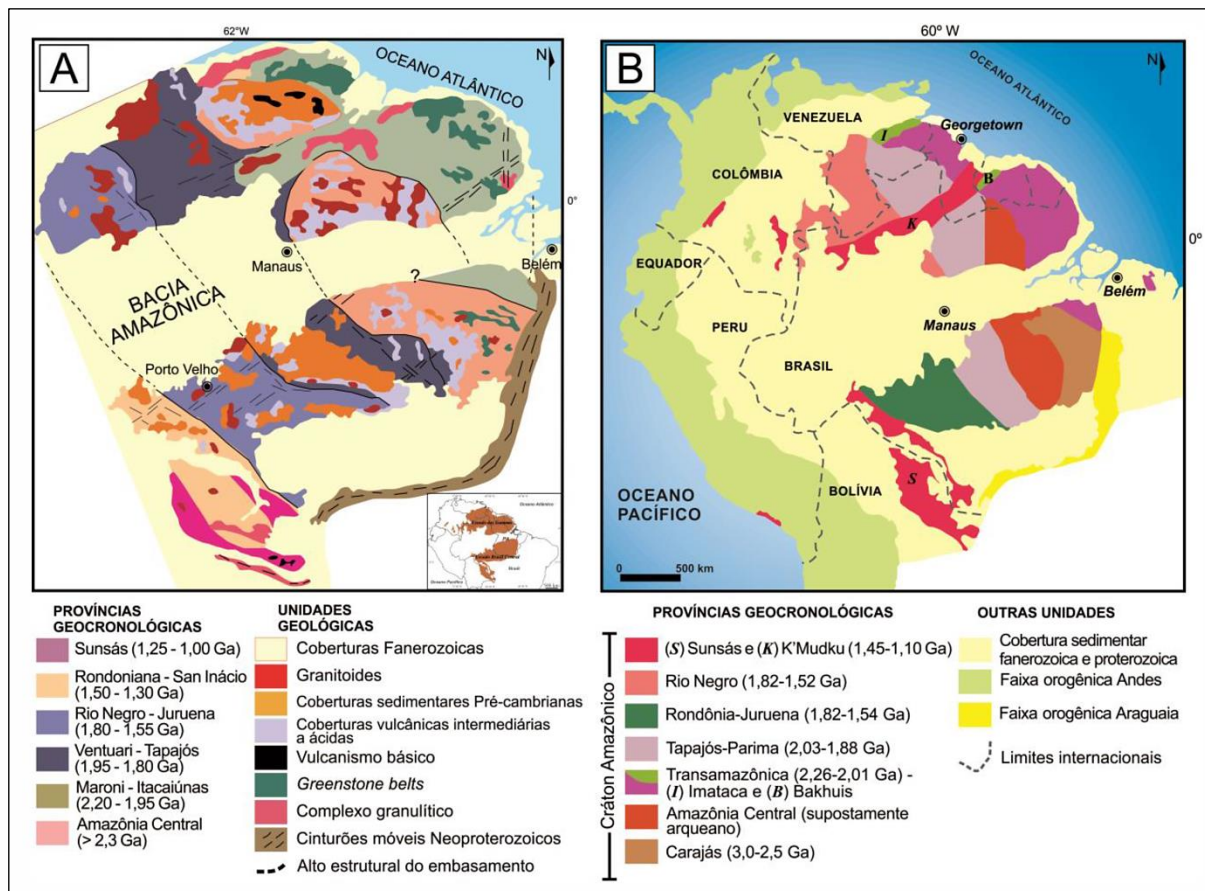
---

O Cráton Amazônico constitui parte da porção norte da plataforma Sul-Americana (ALMEIDA et al., 1981) e representa um dos maiores terrenos pré-cambrianos do mundo. Abrange parte do norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia e tem cerca de 4.500.000 km<sup>2</sup> de extensão. É formado pelos escudos das Guianas e do Brasil Central, separados pelas bacias paleozoicas do Amazonas e Solimões (TASSINARI et al., 2000). Limita-se a leste, a sul e a sudeste por rochas formadas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro de idade 930-540 Ma (SANTOS, 2003).

A compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, segundo modelos vigentes questionáveis (p. ex., JULIANI et al., 2013), é feita com base em províncias geocronológicas (com base em dados U-Pb em zircão e escassos dados Sm-Nd em rocha total). Tassinari e Macambira (1999, 2004) dividiram o cráton em seis províncias, a saber, (Figura 3.1A): Província Amazônia Central (>2,50 Ga); Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,90 Ga); Província Ventuari-Tapajós (1,90-1,80 Ga); Província Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga); Província Rodônia-San Ignácio (1,50-1,30 Ga) e Província Sunsás (1,25-1,00 Ga).

Santos et al. (2000) sugeriram para a evolução do cráton um modelo com oito províncias tectono-geocronológicas (Figura 3.1B): Província Carajás - Imataca (3,10-2,53 Ga), Província Transamazônica (2,25-2,00 Ga), Província Tapajós - Parima (2,10-1,87 Ga), Província Amazônia Central (1,88-1,70 Ga), Província Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Província Rondônia - Juruena (1,75-1,47 Ga), Província K'Mudku (1,25-1,10 Ga) e a Província Sunsás (1,20-0,99 Ga).

Figura 3.1 – Províncias geocronológicas do cráton amazônico, segundo propostas de (A) Tassinari e Macambira (2004) e (B) Santos et al. (2006).



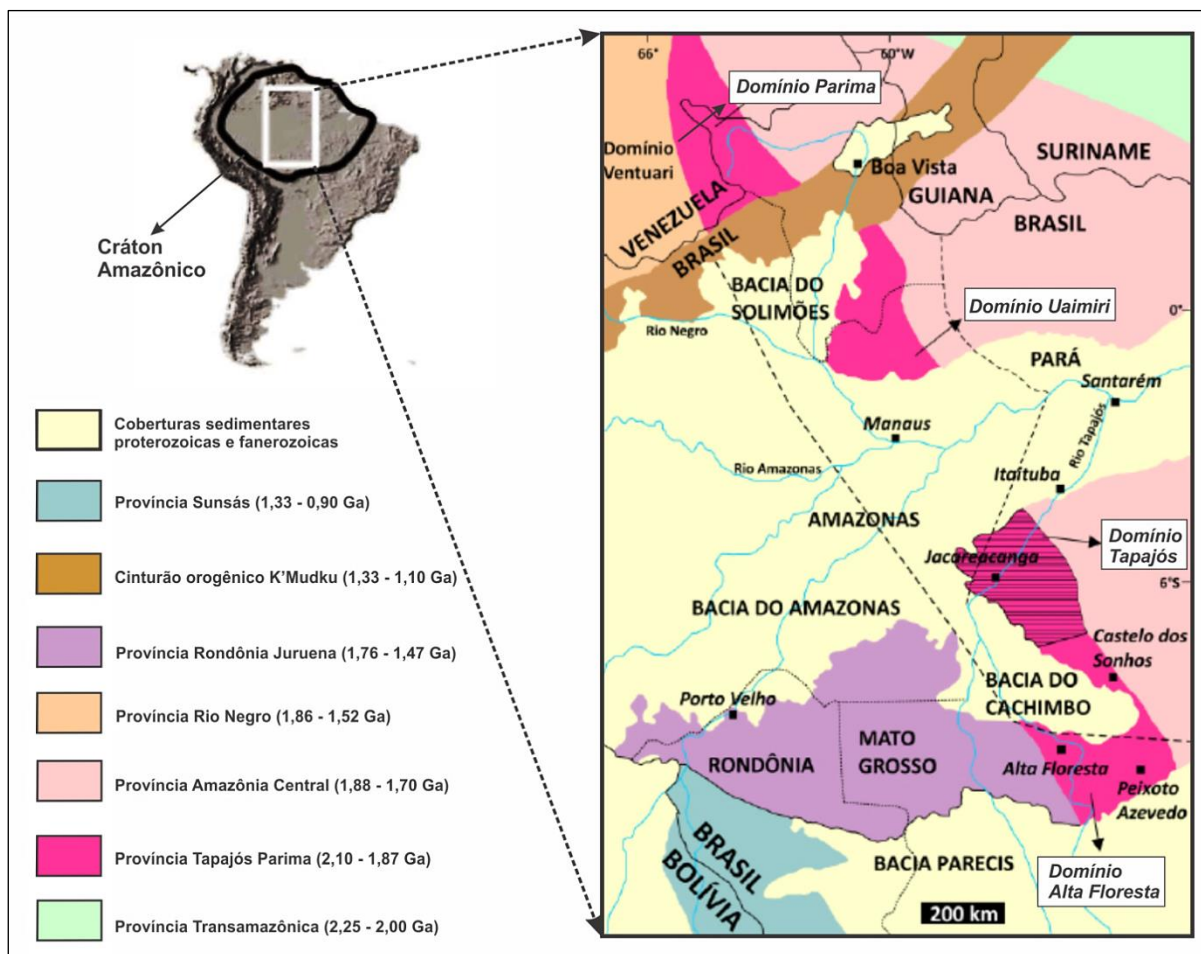
Fonte: Tassinari e Macambira (2004) e (B) Santos et al. (2006).

### 3.1 PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA

A Província Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico e estende-se desde o noroeste de Roraima até o sudeste de Mato Grosso, sendo limitada a leste pela Província Amazônia Central e a oeste pela Província Rio Negro. Santos et al. (2001) definiram quatro domínios tectônicos para esta província: Os domínios Parima e Uaimiri, localizados ao norte da bacia do Amazonas, e Tapajós e Alta Floresta, ao sul da mesma bacia (Figura 3.2). Neste capítulo será enfatizada somente a litoestratigrafia do Domínio Tapajós, visto que o objeto de investigação do presente estudo está localizado no mesmo.

A Província Tapajós-Parima é interpretada como um extenso cinturão com domínio de rochas orogênicas, expressivo magmatismo cálcio-alcalino e um sistema plutono-vulcânico relacionado ao Evento Uatumã (vulcânicas tipo Iriri e granitoides Maloquinha).

Figura 3.2 – Mapa da porção sul do Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas, com os quatro domínios tectônicos da Província Tapajós-Parima.



Fonte: Santos et al. 2004.

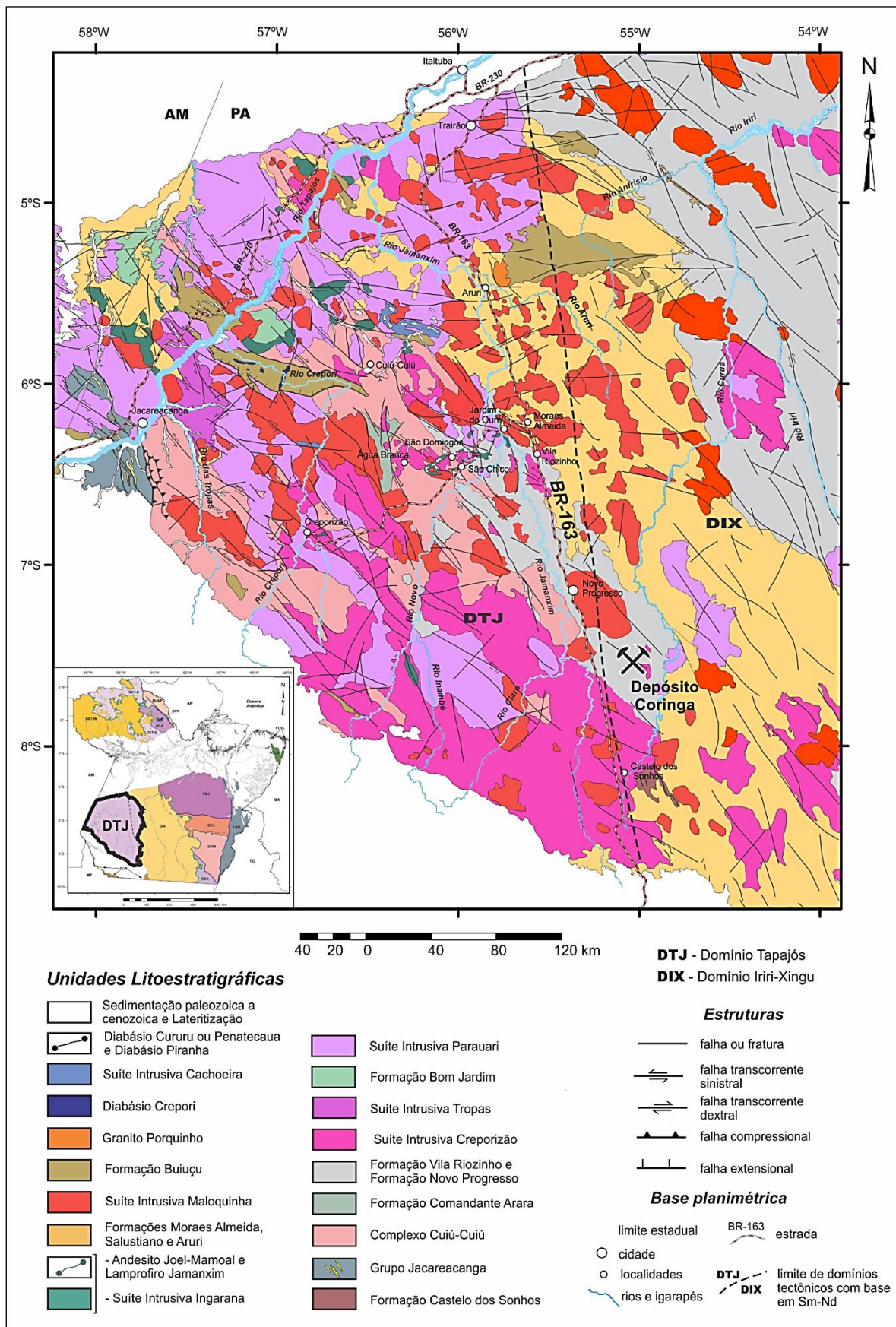
### 3.2 DOMÍNIO TAPAJÓS

O Domínio Tapajós (DTJ) é um segmento meridional da Província Tapajós-Parima. Segundo Vasquez et al. (2014), o Domínio Tapajós limita-se a leste com o Domínio Irixi-Xingu, sendo recoberto a norte e a sul, respectivamente, pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Alto Tapajós (Figura 3.3). Ainda segundo estes autores, o domínio é composto por associações tectônicas de um orógeno orosiriano, tafrógenos orosiano e estateriano, coberturas sedimentares e de rifte continental estateriano.

A evolução geológica do Domínio Tapajós, segundo a visão das províncias geocronológicas, é baseada em dois modelos: (i) acresção de sucessivos arcos magmáticos entre 2050 e 1877 Ma, de SW para NE, sugerido por Santos et al. 2000, 2004; (ii) um único arco magmático orosiriano ( $> 2,0$  Ga) e geração de sucessivos pulsos magmáticos em ambiente pós-colisional que se estenderam ao estágio pós-orogênico ( $\sim 1,88$  Ga), sugerido por Vasquez, Klein e Ricci (2002) e Vasquez et al. (2008). Segundo estes autores, o Domínio Tapajós apresenta zonas de cisalhamento transcorrente de direção NW-SE, que, possivelmente, controlaram o posicionamento da maioria das intrusões ígneas e dos depósitos vulcânicos, tardi a pós-orogênicos.

Juliani et al. (2013) sugerem que as estruturas regionais profundas (percebidas pela magnetometria e gravimetria) orientadas segundo a direção EW são contínuas desde o leste do Cráton Amazônico (região de Carajás) até a região da PAT e, portanto, incompatíveis com os dois modelos citados acima. Segundo estes autores, a acresção teria ocorrido por arcos continentais, com subducção de sul para norte. Klein, Almeida e Rosa-Costa (2012) concordam em parte com Vasquez, Klein e Ricci (2002) e Vasquez et al. (2008), mas advogam que o magmatismo tido como pós-colisional desses autores estaria ligado à evolução de uma grande província ígnea silicosa (SLIP - *Silicic Large Igneous Province*, na sigla original em inglês).

Figura 3.3 – Mapa geológico do Domínio Tapajós (DTJ) com a localização do depósito Coringa.



Fonte: Vasquez et al. 2014

### 3.2.1 Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós

Tabela 1 – Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós, com intervalos de idade para sua formação (segundo compilação de Vasquez et al., 2008, com inclusão de dados recentes de Vasquez et al., 2013 e Klein et al., 2014).

ASSOCIAÇÃO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	IDADE DE FORMAÇÃO FONTE DETRÍTICA	MÉTODO
<b>Magmatismo Máfico Intracontinental</b>	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	1186±12	U-Pb S bd
<b>Coberturas Sedimentares</b>	Formação Buiuçu	?	
	Formação Novo Progresso	1857	U-Pb zrd
<b>Magmatismo Intracontinental</b>	Diabásio Crepori	1780±7	U-Pb S bd
	Granito Porquinho	1786±14	U-Pb S zr
	Granito Caroçal	1870±4	U-Pb S zr
	Granito Pepita	1872±4	U-Pb S zr
	Suíte Intrusiva Maloquinha	1871±8 a 1882±4	U-Pb S zr
<b>Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)</b>	Anortosito Jutai	1878±8	U-Pb S ti
	Olivina Gabro Rio Novo	1878±3	Pb-Pb zr
	Suíte Intrusiva Ingarana	1881±11	U-Pb S bd
		1880±7	U-Pb S zr
		1887±3	Pb-Pb zr
	Suíte Intrusiva Parauari	1883±4	U-Pb S zr
		1883±8, 1883±2	Pb-Pb zr
		1879±11	U-Pb T zr
	Formação Bom Jardim	1881±4	Pb-Pb zr
	Grupo Iri	1870±8	U-Pb S zr
		1888±6 a 1893±3	Pb-Pb zr
	Suíte Intrusiva Tropas	1897±2, 1893±3	U-Pb T zr, ti
1892±6 a 1907±9		U-Pb S zr	
1898±5		U-Pb S zr	
<b>Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)</b>	Suíte Intrusiva Creporizão	1997±3, 1984±1	Pb-Pb zr
		1974±6, 1970±12, 1957±6	U-Pb S zr
	Formação Vila Riozinho	2000±4, 1998±3	Pb-Pb zr
	Formação Comandante Arara	2012 ±2 a 2020 ± 2	Pb-Pb zr
Complexo Cuiú-Cuiú	2011±23	U-Pb T zr	
	2005±7 a 2033±7	U-Pb S zr	
<b>Sequência Metavulcanossedimentar</b>	Grupo Jacareacanga	2098 a 2875	U-Pb T zrd

Abreviaturas: S: SHRIMP; T: ID-TIMS; bd: baddeleyita; ti: titanita; zr: zircão; zrd: zircão detrítico;

### 3.2.1.1 Sequência metavulcanossedimentar

#### 3.2.1.1.1 Grupo Jacareacanga

Inicialmente definido por Melo et al. (1980) e redefinido por Ferreira (2000a,b), compreende rochas supracrustais distribuídas segundo *trend* NW-SE a NNW-SSE, compondo duas unidades distintas: Unidade Xisto e Unidade Quartzito. A primeira envolve rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, além de metavulcânicas máfico-ultramáficas. A segunda unidade é caracterizada pela ocorrência de quartzitos, formações ferríferas bandadas e metacherts.

A sequência encontra-se intrudida por granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e em parte apresenta contato tectônico com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, definido por falhas ou zonas de cisalhamento, oblíquas e sinistrais. Além disso, suas rochas encontram-se parcialmente recobertas pelas rochas sedimentares da Formação Buiúçu e do Grupo Jatuarana, esta última pertencente à Bacia do Alto Tapajós (FERREIRA, 2000b).

Melo et al. (1980), por meio das paragêneses determinadas nos xistos máficos, definiram que estas rochas foram metamorfasadas em condições de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito. Ferreira (2000a,b) sugeriu para a formação das metagrauvas e metargilitos condições de anquimetamorfismo. Santos et al. (2000) obtiveram idades próximas de 2,1 Ga (U-Pb em zircões) para rochas da sequência turbidítica, indicando que a fonte desses sedimentos está relacionada ao ciclo Transamazônico.

### 3.2.1.2 Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

#### 3.2.1.2.1 Complexo Cuiú-Cuiú

O Complexo Cuiú-Cuiú, definido por Pessoa et al. (1977), localiza-se predominantemente na porção oeste do Domínio Tapajós. Em trabalhos recentes (Vasquez et al. 2013) houve ampliação da área cartografada da unidade, que ocorre também na porção mais central do domínio. Representa o embasamento regional da província, sendo formado por gnaises de composição variada, anfibolitos e granitoides, predominantemente granodioritos a tonalitos, com monzogranitos e dioritos subordinados (KLEIN et al., 2001).

Os corpos de gnaisses mostram uma orientação segundo o *trend* regional NW-SE. O bandamento composicional está orientado segundo N10°-20°E/60°-80°SE, transposto localmente por uma foliação milonítica de atitude N35°E/subvertical (estruturas S-C) (ALMEIDA, 2000a,b; BAHIA; QUADROS, 2000; KLEIN; ARAÚJO; MARTINS, 2000a,b). Feições microtexturais e migmatíticas e a presença de enclaves de anfibolitos, sugerem que essas rochas foram submetidas a metamorfismo de alto grau, sob condições de fácies anfibolito superior (FERREIRA; ALMEIDA, 2000a,b; VASQUEZ et al., 2000b,c).

Santos et al. (2000) encontraram idades de  $2.011 \pm 23$  Ma em tonalitos da região do garimpo Nossa Senhora da Conceição. Santos et al. (2001) obtiveram idades (U-Pb em zircão) de  $2033 \pm 7$  Ma em ortognaisses e granitoides da unidade.

#### 3.2.1.2.2 Formação Comandante Arara

Corresponde a dacito e micromonzogranito porfirítico, aflorantes a oeste da folha São Domingos, na região de Comandante Arara, com idades (Pb-Pb em zircões) de  $2020 \pm 2$  Ma e de  $2012 \pm 2$  Ma, respectivamente. Baseados nestas idades, Vasquez et al. (2013) relacionam essas rochas ao tempo de formação e de evolução de granitoides e protólitos de gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e propõem uma nova unidade estratigráfica, denominando-a Formação Comandante Arara, constituída por dois membros: (i) Membro Lora, que inclui derrames de andesitos a riodacitos; (ii) Membro Manual, constituído por depósitos piroclásticos e epiclásticos (VASQUEZ et al., 2013).

#### 3.2.1.2.3 Formação Vila Riozinho

Na região de Vila Riozinho, localizada na porção central da PAT, Lamarão et al. (2002) identificaram um conjunto de rochas vulcânicas intermediárias e félsicas, com idades maiores que as das rochas vulcânicas do Domínio Tapajós atribuídas ao Grupo Iriri. A unidade é constituída por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos (LAMARÃO et al., 2002).

Estas rochas possuem afinidades cálcio-alcalina alto K a shoshonítica e idades de cristalização de  $2000 \pm 4$  e  $1998 \pm 3$  Ma (LAMARÃO et al., 2002). Dados isotópicos de Nd sugerem mistura de magma juvenil paleoproterozoico, contaminado

por assimilação de rochas arqueanas ou por interação com um magma derivado de uma fonte arqueana. Outra hipótese é de refusão de uma crosta siálica de 2,2 Ga, em processos de *underplating* por magmas máficos (LAMARÃO; DALL'AGNOL; PIMENTEL, 2005).

#### 3.2.1.2.4 Suíte Intrusiva Creporizão

Definida por Ricci et al. (1999), a Suíte Intrusiva Creporizão engloba granitoides comumente milonitizados que ocorrem nas porções centro-leste e sudeste do Domínio Tapajós. Em trabalhos posteriores (p. ex., Santos et al., 2004) outros granitoides, não milonitizados, foram incluídos nesta unidade. É constituída por sieno- e monzogranitos com biotita e por vezes hornblenda-granodioritos, tonalitos e quartzo-monzodioritos subordinados. São intrusivas nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Segundo Klein, Araújo e Martins (2000a, b), a foliação milonítica destes granitoides associada à lineação de estiramento mineral sub-horizontal, define o caráter transcorrente das zonas de cisalhamento que controlaram o alojamento destes corpos.

A assinatura geoquímica cálcio-alcalina, mais evoluída que a dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, foi interpretada como reflexo de ambiente pós-colisional (VASQUEZ; KLEIN; RICCI, 2002). Santos et al. (2004) entendem que se trata de magmatismo de arco magmático, não relacionado com colisão.

Santos et al. (2001) e Vasquez et al. (2000a) obtiveram idades de granitoides entre  $1984 \pm 1$  Ma e  $1957 \pm 6$  Ma e de  $1997 \pm 3$  Ma (U-Pb e Pb-Pb em zircão). Lamarão et al. (2002) apresentaram idades (Pb-Pb em zircão) de  $1981 \pm 2$  e  $1983 \pm 8$  Ma para o Granito São Jorge Velho, que pode ser correlacionado a esta suíte (VASQUEZ et al., 2008). Silva Junior et al. (2012) obtiveram idade de  $1997 \pm 2$  Ma (Pb-Pb em zircão). Dados de isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,98 Ga}$  de - 1,03 a - 2,68 e  $T_{DM}$  de 2,41 a 2,26 Ga) para o Granito São Jorge Velho indicam derivação a partir de magmas de fontes paleoproterozoicas com participação de crosta arqueana (LAMARÃO; DALL'AGNOL; PIMENTEL, 2005).

### 3.2.1.3 Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

#### 3.2.1.3.1 *Suíte Intrusiva Tropas*

A Suíte Intrusiva Tropas engloba granitoides aflorantes na porção oeste do Domínio Tapajós, nas proximidades do rio Tropas, anteriormente incluídas no Complexo Cuiú-Cuiú. A natureza ígnea da biotita e sua idade mais jovem contribuíram à sua inserção nesta suíte (SANTOS et al., 2001). Compreende tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos (FERREIRA et al., 2004)

Santos et al. (2001, 2004) apresentam idades U-Pb (SHRIMP) em zircão e titanita que variam entre  $1907 \pm 9$  e  $1892 \pm 6$  Ma. A assinatura geoquímica cálcio-alcalina permitiu interpretar essas rochas como relacionadas a ambiente de arco de ilha, formado em torno de 1,9 Ga (SANTOS et al., 2004).

#### 3.2.1.3.2 *Grupo Iriri*

O Grupo Iriri tem ampla distribuição no Domínio Tapajós e representa o magmatismo félsico relacionado ao evento Uatumã. Contudo, à medida que os trabalhos de cartografia geológica avançam, tem sido observado que rochas vulcânicas e piroclásticas incluídas no grupo são mais antigas do que a idade a ele atribuída (vide os casos das formações Comandante Arara e Vila Riozinho, acima) (p.ex., Lamarão et al., 2002; Tokashiki et al., 2013; Vasquez et al., 2013). O grupo é dividido em duas formações: Formação Salustiano e Formação Aruri (PESSOA et al., 1977). A primeira (membro basal) é constituída por riolitos, riodacitos e dacitos, pórfiros e porfiríticos, geralmente isotrópicos e com matriz afanítica ou microcristalina. Também foram identificados riolitos com faialita e hedenbergita na porção nordeste do Domínio Tapajós (DALL'AGNOL; SILVA; SCHELLER, 1999). A Formação Aruri é composta por ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos.

O Grupo Iriri possui assinatura cálcioalcalina a alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), localmente peralcalina (BAHIA et al., 2001a). O caráter dúbio para filiação geoquímica dessa unidade indica que diferentes conjuntos estão reunidos no Grupo Iriri. Os riolitos possuem assinatura alcalina aluminosa de ambiente

intraplaca, mas também transicional (FERNANDES, 2005; LAMARÃO et al., 2002). É crescente a ideia de que o magmatismo Iriri seja resultante do desenvolvimento de uma SLIP (*Siliceous Large Igneous Province*) (KLEIN; ALMEIDA; ROSA-COSTA, 2012; BARRETO et al., 2013).

Apresenta idades entre  $1870 \pm 8$  e  $1890 \pm 6$  Ma (evaporação de Pb e U-Pb em zircão) (DALL'AGNOL; SILVA; SCHELLER, 1999; MOURA; GORAYEB; MATSUDA, 1999; VASQUEZ et al., 1999; SANTOS et al., 2001; LAMARÃO et al., 2002). Dados de isótopos de Nd ( $\epsilon\text{Nd}_{1,88\text{Ga}}$  de -2,26 a -3,05 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,44 a 2,30 Ga) para rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida (mantidas no Grupo Iriri, por Vasquez et al., 2008) sugerem fontes crustais paleoproterozoicas (LAMARÃO et al., 2002).

#### 3.2.1.3.3 Formação Bom Jardim

Esta unidade compreende rochas vulcânicas e subvulcânicas, de composição intermediária a máfica que afloram nas porções central e oeste do Domínio Tapajós. É composta de andesitos, com subordinados basaltos, traquitos e latitos. Diques andesíticos e lamprófiros também são inseridos nessa unidade, denominados informalmente como Andesitos Joel-Mamoal (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) e Lamprófiros Jamanxim (ALMEIDA et al., 1977), que ocorrem na porção leste e central do Domínio Tapajós (VASQUEZ et al., 2008).

Estas rochas quimicamente são traquibasaltos, traquiandesitos basálticos, andesitos basálticos, traquiandesitos e traquitos. Apresentam uma assinatura cálcioalcalina de alto K a shoshonítica (FERREIRA, 2000c; VASQUEZ; RICCI, 2002). VASQUEZ et al. (2008) as interpretam como contemporâneas ao expressivo magmatismo félsico do Grupo Iriri.

Lamarão et al. (2002) obtiveram idade de cristalização de  $1881 \pm 4$  Ma (Pb-Pb em zircão) para traquito próximo à localidade de Moraes Almeida. Dados isotópicos de Nd obtidos para diques andesíticos e traquito de Moraes Almeida sugerem fontes paleoproterozoicas com pequena contribuição crustal (LAMARÃO; DALL'AGNOL; PIMENTEL, 2005).

#### 3.2.1.3.4 *Suíte Intrusiva Parauari*

Corresponde à unidade litoestratigráfica de ocorrência mais expressiva do Domínio Tapajós. Inicialmente foi denominada por Santos et al. (1975) de Granito Parauari. Brito (2000a) elevou essas rochas à hierarquia de Suíte Intrusiva Parauari. É composta por granodioritos e monzogranitos, com sienogranitos, tonalitos, quartzo-monzonitos, quartzo-dioritos e dioritos subordinados, que ocorrem em batólitos e plútons orientados segundo *trend* regional NW-SE. Estão alojados nas rochas do Complexo Cuiú- Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão, e intrudidos por rochas das suítes intrusivas Maloquinha e Ingarana (VASQUEZ et al., 2008).

Vasquez, Klein e Ricci (2002) e Brito (2000a) identificaram uma assinatura cálcio-alcalina para estes granitoides, relacionando estas rochas a um estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú, mas com preservação da assinatura de arco magmático de sua fonte. Santos et al. (2004) atribuem a assinatura cálcio-alcalina a um arco magmático continental de idade entre 1885 a 1877 Ma.

Klein e Vasquez (2000) e Bahia e Quadros (2000) obtiveram idades de  $1883 \pm 2$  Ma e  $1882 \pm 4$  Ma para monzo e sienogranitos, respectivamente. Santos et al. (2000) obtiveram idades de  $1880 \pm 12$  Ma (U-Pb em zircão). Silva Jr. et al. (2012) encontraram idade semelhante de  $1884 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão) em monzogranito. Lamarão, Dall'Agnol e Pimentel (2005), a partir dos dados de isótopos de Nd obtidos nos granitos São Jorge Novo e Jardim do Ouro ( $\epsilon_{Nd_{1,90 Ga}}$  de - 5,21 a - 1,82 e  $T_{DM}$  de 2,43 a 2,32 Ga), sugerem interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga.

#### 3.2.1.3.5 *Suíte Intrusiva Ingarana*

Definida por Bahia e Quadros (2000), esta unidade engloba augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, além de monzogabros, dioritos e monzodioritos subordinados. Estas rochas ocorrem em corpos com formas irregulares, orientadas segundo direção E-W e NW-SE, sendo intrusivas nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e intrudidas pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Bahia e Quadros (2000) e Monteiro (2000a) identificaram assinatura cálcio-alcalina de alto K com enriquecimento em alumínio para rochas gabroicas. Santos et

al. (2004) obtiveram idades de cristalização para corpos da área-tipo entre  $1880 \pm 7$  e  $1881 \pm 11$  Ma (U-Pb em zircão e baddeleyita). Santos et al. (2000), por meio de isótopos de Nd ( $\epsilon_{Nd_{1,9 Ga}}$  de -0,87 e  $T_{DM}$  de 2,24 Ga) para gabros, sugerem uma fonte juvenil paleoproterozoica com pequena contaminação crustal.

As rochas máficas inseridas nas unidades Olivina Gabro Rio Novo, Anortosito Jutaí, Gabro São Domingos, Gabro Serra Comprida e Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo são correlacionáveis às rochas da Suíte Intrusiva Ingarana (VASQUEZ et al., 2008).

### 3.2.1.4 Magmatismo Intracontinental

#### 3.2.1.4.1 Suíte Intrusiva Maloquinha

Definida por Andrade et al. (1978), a Suíte Intrusiva Maloquinha reúne corpos graníticos circulares de larga ocorrência no Domínio Tapajós, representando magmatismo relacionado ao evento Uatumã. Estes granitoides ocorrem como *stocks* e batólitos com formas circulares, elipsoidais a irregulares, geralmente orientados segundo direções que variam de N-S a NW-SE.

É constituída litologicamente por sienogranitos e feldspato-alcálico granitos, com subordinados monzogranitos, e raros quartzo sienitos e quartzo monzonitos, intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão. Relações de intrusão também são observadas com as rochas do Grupo Iriri e da Suíte Intrusiva Parauari, embora alguns corpos apresentem idades próximas das obtidas para estas unidades (VASQUEZ et al., 2008).

Caracteriza-se pela afinidade alcalina (tipo A) típica de ambiente extensional intracontinental e idade de cristalização Pb-Pb em zircão de  $1882 \pm 4$  e  $1880 \pm 9$  Ma (LAMARÃO et al., 2002; VASQUEZ; KLEIN; RICCI, 2002). Idades U-Pb em zircão entre  $1877 \pm 12$  e  $1864 \pm 18$  Ma também foram identificadas, assim como populações de cristais de zircão herdados neoarqueanas e orosirianas (SANTOS et al., 2001).

Lamarão, Dall'Agnol e Pimentel (2005), a partir de dados isotópicos de Nd ( $\epsilon_{Nd_{1,88Ga}}$  de -0,72 a -2,45 e  $T_{DM}$  de 2,28 a 2,23 Ga), sugeriram a presença de fontes paleoproterozoicas. Santos et al. (2000) obtiveram assinatura isotópica de

alguns granitos correlatos a esta suíte que sugerem participação de crosta arqueana como fonte ( $\epsilon\text{Nd}_{1,87\text{Ga}}$  de -2,84 e -6,67 e TDM de 2,53 e 2,60 Ga).

#### 3.2.1.4.2 Granito Pepita

Inicialmente incluído na Suíte Intrusiva Maloquinha por Melo et al. (1980), o Granito Pepita ocorre como um batólito granítico de forma elipsoidal, orientado segundo NNW-SSE. Brito (2000b) propôs sua individualização baseado na ocorrência de anfibólios e piroxênios sódicos. Compreende feldspato alcalino granitos hololeucocráticos contendo riebeckita e arfvedsonita.

Apresenta assinatura alcalina a subalcalina, de ambiente intraplaca continental (BRITO, 2000a). Apesar disso, a ocorrência de granitos *hipersolvus* com anfibólios sódicos atesta uma filiação alcalina (tipo A). Santos et al. (2004) obtiveram uma idade de alojamento para o Granito Pepita de  $1872 \pm 4$  Ma (U-Pb/SHRIMP em zircão). A idade obtida é semelhante à dos granitos relacionados à Suíte Intrusiva Maloquinha, apesar de serem granitos *hipersolvus* com anfibólios sódicos.

#### 3.2.1.4.3 Granito Caroyal

Individualizado por Almeida, Brito e Macambira (1999), o Granito Caroyal aflora na área-tipo da Suíte Intrusiva Maloquinha, ocorrendo como um batólito orientado segundo NW-SE. O Granito Caroyal é composto de sieno e monzogranitos com biotita, leucocráticos, de cor vermelha a cinza rosada, com textura equigranular grossa a porfirítica, e isotrópicos.

Almeida, Brito e Macambira (1999) identificaram para o Granito Caroyal uma assinatura cálcio-alcalina de alto K, contrastante com a assinatura geoquímica alcalina (tipo-A) dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. Santos et al. (2004) obtiveram uma idade (U-Pb SHRIMP em zircão) de cristalização para o Granito Caroyal de  $1870 \pm 4$  Ma e identificaram populações de cristais herdados de 2,71 e 1,94 Ga. Esta herança fora previamente identificada por Almeida, Brito e Macambira (1999), que obtiveram uma idade de  $2656 \pm 6$  Ma, através de datação por evaporação de Pb em zircão (VASQUEZ et al., 2008).

#### 3.2.1.4.4 Granito Porquinho

Definido por Prazeres et al. (1979), é formado por granitos duas micas, feldspato alcalino granitos (alaskitos) e granitos/microgranitos com biotita, por vezes coexistindo com muscovita; e outra fácies por granitos com anfibólio, constituída por granitos com riebeckita e hastingsita.

Apresenta assinatura geoquímica subalcalina a alcalina (PRAZERES et al., 1979, BAHIA; QUADROS; RIZZOTTO, 1998). Santos et al. (2004) obtiveram uma idade de cristalização de  $1786 \pm 14$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão), sugerindo correlação com o magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires, do Domínio Juruena.

#### 3.2.1.4.5 Diabásio Crepori

Denominado por Pessoa et al. (1977) como *Sill* Crepori e redefinido por Santos e Loguércio (1984), o diabásio Crepori ocorre como soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m. É composto por diabásios, olivina-diabásios e microgabros melanocráticos e isotrópicos (VASQUEZ et al., 2008).

Monteiro (2000b) identificou uma assinatura alcalina para essas rochas, entretanto a ocorrência de quartzo, tanto normativo quanto modal, indica afinidade quartzo toleítica, típica de basaltos toleíticos intracontinentais. A idade de cristalização (U-Pb SHRIMP em baddeleyita) é de  $1780 \pm 7$  Ma (SANTOS et al., 2002).

#### 3.2.1.5 Coberturas Sedimentares

##### 3.2.1.5.1 Formação Novo Progresso

Esta unidade é composta de conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos a subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, e, em menor proporção, seixos arredondados de granito em matriz arcoseana. Vasquez et al. (2008), levando em consideração a proximidade dessas rochas com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho, sugerem que esta unidade está relacionada a este vulcanismo mais antigo, e não ao Grupo Iriri. Klein et al. (2014)

apontam idade máxima de sedimentação de 1857 Ma (U-Pb em zircão detrítico). Assim, existe pelo menos uma relação temporal com o magmatismo Uatumã.

#### 3.2.1.5.2 *Formação Buiçu*

Na bacia do rio Crepori, a Formação Buiçu é caracterizada por arcóseos, arcóseos líticos e arenitos ortoquartzíticos, com conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos subordinados, orientados segundo WNW-ESE e NW-SE, com acamamentos mergulhando de 5° a 35° para N e NE. Esta unidade é cortada pelo Granito Porquinho e Diabásio Crepori, este último datado em  $1780 \pm 7$  Ma (SANTOS et al., 2002).

Bahia et al. (2001b), baseados na baixa maturidade mineralógica, texturas e estruturas primárias destas rochas, sugerem deposição em ambiente continental, relacionado a canais fluviais entrelaçados. Vasquez et al. (2008), baseado nas relações de campo entre a Formação Buiçu e as rochas das unidades Granito Porquinho e Diabásio Crepori, sugerem que os sedimentos desta formação foram depositados antes do período Estateriano.

#### 3.2.1.6 Magmatismo Máfico Intracontinental

##### 3.2.1.6.1 *Suíte Intrusiva Cachoeira Seca*

Definida por Quadros, Bahia e Almeida (1998), a Suíte Intrusiva Cachoeira Seca ocorre como um expressivo corpo máfico na porção centro-norte do Domínio Tapajós, no médio curso do rio Tocantins. É constituída por olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos (BAHIA; QUADROS, 2000).

As rochas desta unidade são caracterizadas geoquimicamente como basaltos de afinidade alcalina, em parte subsaturados em sílica (PESSOA et al., 1977). Quadros, Bahia e Almeida (1998) identificaram natureza toleítica saturada em sílica (olivina toleítos). Santos et al. (2002) dataram troctolito desta unidade que forneceu idade  $1186 \pm 12$  Ma (U-Pb SHRIMP em baddeleyita).

#### 4 METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

---

Segundo Klein et al. (2002), a Província Aurífera do Tapajós possui mais de 100 ocorrências minerais primárias. Atualmente, porém, poucos depósitos apresentam dados suficientes que permitam classificá-los com precisão nas classes de depósitos como depósitos orogênico, relacionados à intrusão, pórfiro e epitermal que são as mais discutidas na literatura geológica dessa província. Alguns estudos apresentam um enfoque mais regional (SANTOS et al., 2001; KLEIN et al., 2002; JULIANI et al., 2013, COUTINHO, 2008).

Santos et al. (2001) descrevem dois tipos principais: (1) Orogênico e (2) Relacionado à intrusão. Esses tipos foram subdivididos em quatro categorias: (1.1) Orogênico, hospedado em turbiditos e alojado em estruturas dúcteis (p. ex., Buiuçu); (1.2) Orogênico, hospedado em arco-magmático sobre regime dúctil-rúptil (p. ex., Ouro Roxo); (2.3) Relacionado à intrusão, epizonal, consistindo em veios de quartzo posicionados em falhas rúpteis extensionais (p. ex., Sequeiro); (2.4) Relacionada à intrusão, epizonal, depósito disseminado/*stockwork* (p. ex., São Jorge). Análises isotópicas em galena (Pb-Pb) e muscovita (Ar-Ar) indicam idade de 1860 Ma para mineralização relacionada com intrusões. Isótopos de Pb em feldspato alcalino indicam que a fonte do Pb tenham sido as unidades Jacareacanga, Cuiú-Cuiú e Tropas. Aqueles autores consideram apenas uma fase de mineralização na PAT que teria ocorrido, por volta de 1,86 Ga.

Coutinho (2008) classificou cerca de duas dezenas de depósitos e ocorrências no modelo de depósitos de ouro orogênico do tipo mesozonal e epizonal com duas fases de mineralização, uma em 1,96 Ga, outra em 1,88 Ga (Pb-Pb em sulfetos), contrapondo-se à proposta de Santos et al. (2001). Dados de inclusões fluidas e isotópicos (O, H) indicariam fontes profundas (magmática ou mantélica) com contribuição de água meteórica nos mais rasos. Esta autora interpreta tais depósitos como formados a partir de da ação de fluidos mineralizantes similares em diferentes níveis crustais. Com base na estrutura e textura dos veios, atribui T em torno de 500 °C sob regime dúctil-rúptil para a primeira fase e T < 270°C na segunda fase, sob condições rúpteis.

Klein et al. (2002) com base nos estilos estruturais dos depósitos da porção sul da PAT propõem a existência de dois eventos distintos. O mais antigo, relacionado ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão (1,97-1,95 Ga), o que é corroborado por dados isotópicos (COUTINHO, 2008; VASQUEZ et al., 2008) e se encaixariam no modelo de depósitos orogênicos; e o mais jovem, possivelmente do tipo relacionado a intrusões, concordando com parte da proposta de Santos et al. (2001).

Outros autores estudaram depósitos individuais (p. ex., BORGES et al., 2009; BORGES, 2010; ECHEVERRI-MISAS, 2010; SANTOS et al., 2013; VELOSO; SANTOS, 2013; VELOSO; SANTOS; RIOS, 2013; VILLAS; SANTIAGO; CASTILHO, 2013; SANTIAGO; VILLAS; OCAMPO et al., 2013; ASSUNÇÃO; KLEIN, 2014; ARAÚJO, 2014; TOKASHIKI et al., 2013, 2014; e FEIO, 2014) e sugerem modelos genéticos para alguns.

Borges et al. (2009) identificaram quatro associações minerais sendo duas (propílitica e fílica) relacionadas aos processos hidrotermais responsáveis pela mineralização do depósito aurífero São Jorge (54,2 t Au). A zona mineralizada é composta principalmente por pirita, e subordinadamente calcopirita, esfalerita, galena e molibdenita. O ouro associa-se à pirita. Estes autores sugerem um modelo pórfiro ou relacionado à intrusão. Borges (2010) considera os fluidos hidrotermais atuantes na formação do depósito como salmouras magmáticas e relacionados ao evento Maloquinha. O autor propõe um modelo híbrido (relacionado à intrusão e orogênico).

Echeverri-Misas (2010) realizou estudos sobre a gênese da mineralização da Mina do Palito (18,5 t Au). Segundo este autor, as rochas hospedeiras do depósito incluem alguns granitos (com denominações locais informais - Granito Palito, o Granito Rio Novo, o Granodiorito Fofquinha – sem correspondência na estratigrafia oficial da região), intrusões básicas a intermediárias e pórfiros graníticos. O minério é representado por veios de quartzo sulfetados e veios de sulfetos. Os litotipos hospedeiros da mineralização pertencem a uma série magmática única, cuja evolução estaria associada ao evento tardio da granitogênese Parauari e o modelo genético para a mineralização de ouro e cobre é provavelmente relacionado com sistemas mineralizantes do tipo pórfiro.

Para este mesmo depósito, Santos et al. (2013) definiram idades de  $1794 \pm 17$  Ma para a mineralização (Pb-Pb em pirita). Aquino (2013) apud Santos op cit. obteve idades de  $1883 \pm 11$  Ma para o Granito Palito. Lima (2010) apud Santos op cit. obteve idade média de  $1881 \pm 4$  Ma para o Granito Rio Novo. Estes autores consideram que não há uma relação genética entre os granitos Palito e Rio Novo e a mineralização, como proposto por Echeverri-Misas (2010). Além disso, sugerem o modelo orogênico de Groves et al. (1998), com provável contribuição magmática, ou o modelo relacionado à intrusão de Sillitoe (1991), ou mesmo um modelo híbrido entre os mesmos para a gênese do depósito aurífero Palito.

O depósito Ouro roxo (20,1 t Au), segundo Veloso e Santos (2013), consiste em um sistema hidrotermal filoneano hospedado em granitoides da Suíte Intrusiva Tropas, no qual a mineralização é composta pela associação Au-Cu-Bi. Estes autores obtiveram uma idade (Pb-Pb) de  $1858 \pm 130$  Ma para a formação da mineralização. Veloso, Santos e Rios (2013), baseados nos dados geológicos, geocronológicos e dos fluidos hidrotermais, sugerem o modelo orogênico de Groves et al. (1988), ou mesmo um modelo híbrido entre este e o relacionado à intrusão de Sillitoe (1991).

Villas, Santiago e Castilho (2013) e Santiago, Villas e Ocampo (2013) atribuem ao depósito Tocantinzinho (61 t Au) um modelo genético relacionado à intrusão. Segundo estes autores o principal estágio de mineralização ocorre como vênulas sulfetadas (pirita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena  $\pm$  esfalerita) e ouro associado à sericitização/silicificação. Datações em zircões da fácies monzogranítica do granito Tocantinzinho (hospedeiro do depósito), forneceram idade média  $1982 \pm 8$  Ma, o que levou os autores a interpretar o granito Tocantinzinho como uma fase precoce da Suíte Intrusiva Creporizão. Evaporação Pb-Pb em partículas de Au indicou idade de  $1443 \pm 140$  Ma para a mineralização.

Assunção e Klein (2014) estudaram o depósito Moreira Gomes (21,7 t Au) do Campo mineralizado Cuiú-Cuiú e identificaram tonalitos da Suíte Intrusiva Creporizão (1,99 Ga – SILVA JUNIOR. et al., 2012) como principais rochas hospedeiras. Segundo estes autores, o ouro ocorre como inclusões em cristais de pirita, subordinadamente como partículas livres em veios de quartzo. A

mineralização é epigenética e tem idade de deposição ~1,86 Ga (SILVA JUNIOR et al., 2012).

Araújo (2014) classifica o depósito aurífero Central (18,6 t Au), do campo mineralizado Cuiú-Cuiú, como magmático-hidrotermal (relacionado à intrusão?), provavelmente relacionado à fase mais tardia da evolução da Suíte Intrusiva Parauari. Sua mineralização está hospedada em monzogranito com idade de  $1984 \pm 3$  Ma atribuído à Suíte Intrusiva Parauari, sendo representada principalmente por pirita, com galena, esfalerita e calcopirita subordinadas. O ouro ocorre nas fraturas dos cristais de pirita e localmente em contato com a galena.

Na região do depósito Coringa, Tokashiki et al. (2013) identificaram domos vulcânicos constituídos por riolitos (~1,96 Ga; SHRIMP e U-Pb em zircão), rochas vulcanoclásticas e brechas hidrotermalizadas, associadas a alterações hidrotermais com adularia, sericita e carbonatos ricos em Mn. Segundo estes autores, estas rochas possuem afinidade cálcio-alcálica e características geoquímicas de arco vulcânico continental, além disso, defendem que a mineralização (Au e metais bases) está relacionada a sistemas epitermais *low-* e *intermediate sulfidation*.

No alvo Mato Velho, nas proximidades do depósito Coringa, Feio (2014) identificou rochas vulcânicas (riolitos, dacitos e brechas) como hospedeiras da mineralização e definiu, por meio de estudos isotópicos de Pb em sulfetos (pirita e calcopirita), idade isocrônica de  $2325 \pm 110$  Ma e idades modelo entre 1964 e 2064 Ma para esses sulfetos. A idade isocrônica é claramente mais antiga do que a idade de qualquer unidade estratigráfica conhecida no Domínio Tapajós, enquanto que as idades modelos mais jovens são similares à idade de formação das rochas vulcânicas da região, conforme determinado por Tokashiki et al. (2013). Baseado nessas idades, Feio (2014) sugere contemporaneidade entre a mineralização e a formação das rochas vulcânicas hospedeiras. Além disso, fontes de Pb mais antigas, possivelmente relacionadas com o Domínio Iriri-Xingu, foram incorporadas nos sulfetos durante sua cristalização.

Em suma, observa-se clara ausência de consenso a respeito da evolução metalogenética da PAT e parte disso está vinculada ainda ao pouco conhecimento existente a respeito da evolução geológica e ambientes tectônicos de seu domínio.

## 5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

---

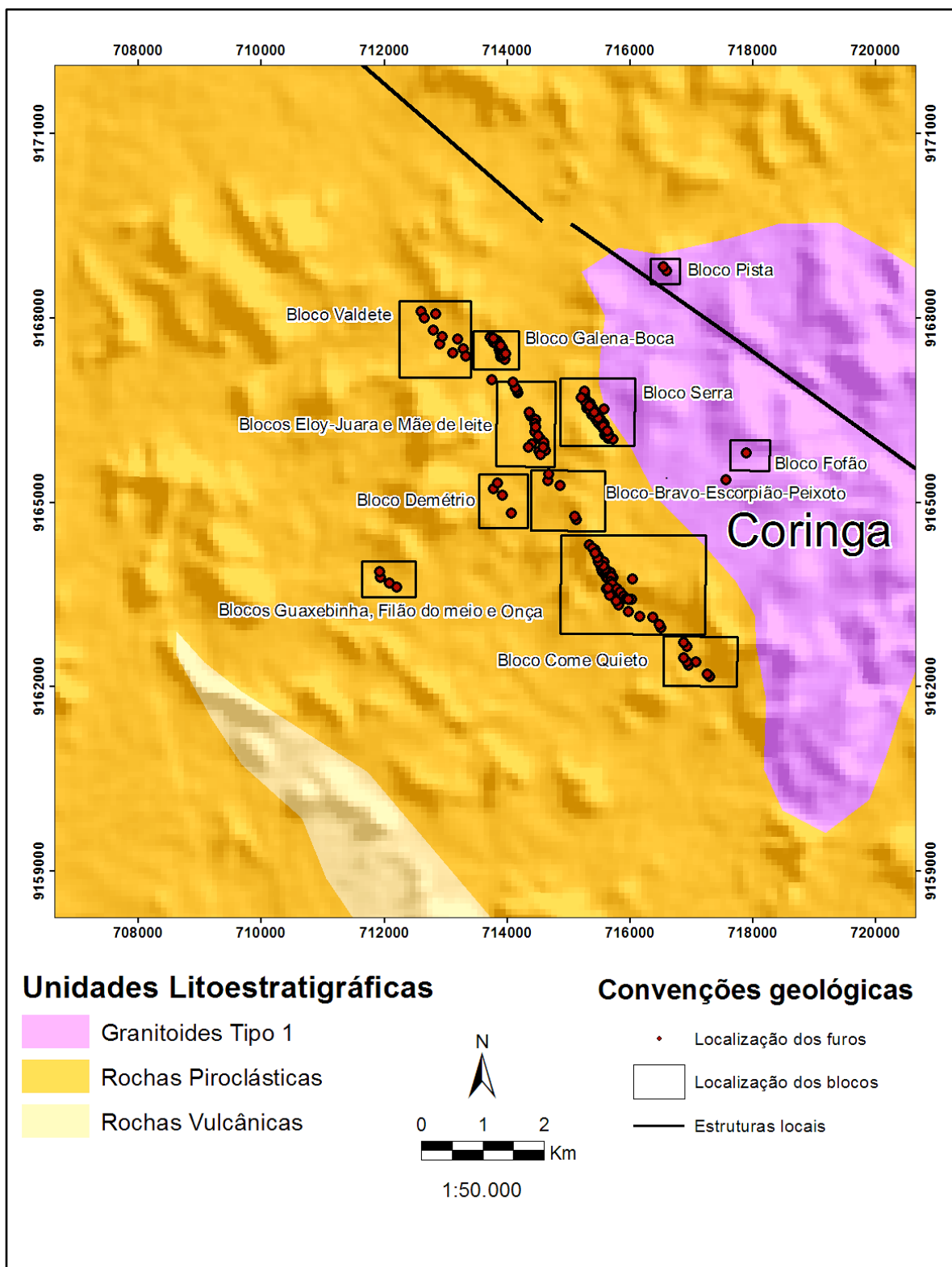
De acordo com Vasquez et al. (2014) a região do depósito Coringa é caracterizada por intenso magmatismo paleoproterozoico representado pelos granitoides das suítes intrusivas Creporizão, Parauari e Maloquinha, além de rochas vulcânicas relacionadas à Formação Vila Riozinho (vide figura 3.3). Levantamentos geológicos em condução realizados pela CPRM mostram predomínio de rochas vulcânicas em relação aos granitoides na área do depósito (Figura 5.1).

Segundo Guimarães et al. (2013) e Guimarães (2014), as rochas hospedeiras da mineralização no depósito Coringa compõem associações vulcânicas efusivas e explosivas. Os litotipos efusivos envolvem riolitos, dacitos e dacitos pórfiros, já os litotipos explosivos constituem um conjunto piroclásticos formado por ignimbritos, tufos e brechas vulcânicas. Estas rochas estão sobrepostas ou em contatos diretos com granitoides que se assemelham aos atribuídos às suítes Parauari e Maloquinha.

Tokashiki et al. (2014) encontraram idades entre  $1967 \pm 6,6$  Ma e  $1975 \pm 5,3$  Ga (SHRIMP e U-Pb em zircão) para riolitos, idades mais antigas em relação as idades das rochas vulcânicas do Grupo Iriri (1,87 a 1,89 Ga). Uma idade (U-Pb em zircão) de  $1989 \pm 24$  Ma foi definida para o granito hospedeiro da mineralização no alvo Pista e de  $1998 \pm 6$  e  $1989 \pm 12$  Ma para ignimbritos da área do depósito (GUIMARÃES, 2014).

Gunesch (2012) classifica a mineralização do depósito em dois modos principais: (i) Disseminada e de baixo teor, associada a veios e vênulas de quartzo-clorita-carbonato-sulfeto orientados segundo NW-SE e NE-SW, apresentando teores de sulfetos de aproximadamente 1 a 2%, principalmente pirita, esfalerita, com galena e calcopirita subordinadas e (ii) Ouro livre em arranjos associados a veios centimétricos de quartzo-sulfeto, com alto teor. No Alvo Pista a mineralização aurífera sulfetada ocorre predominantemente nos veios e vênulas de quartzo e em zonas brechadas.

Figura 5.1 – Mapa geológico preliminar da área do depósito Coringa, com a localização dos alvos/blocos que compõem o depósito. Notar a localização do alvo Pista próximo à zona de contato entre granitoides tipo 1 e as rochas piroclásticas.



Fonte: Guimarães, 2014.

## 6 RESULTADOS

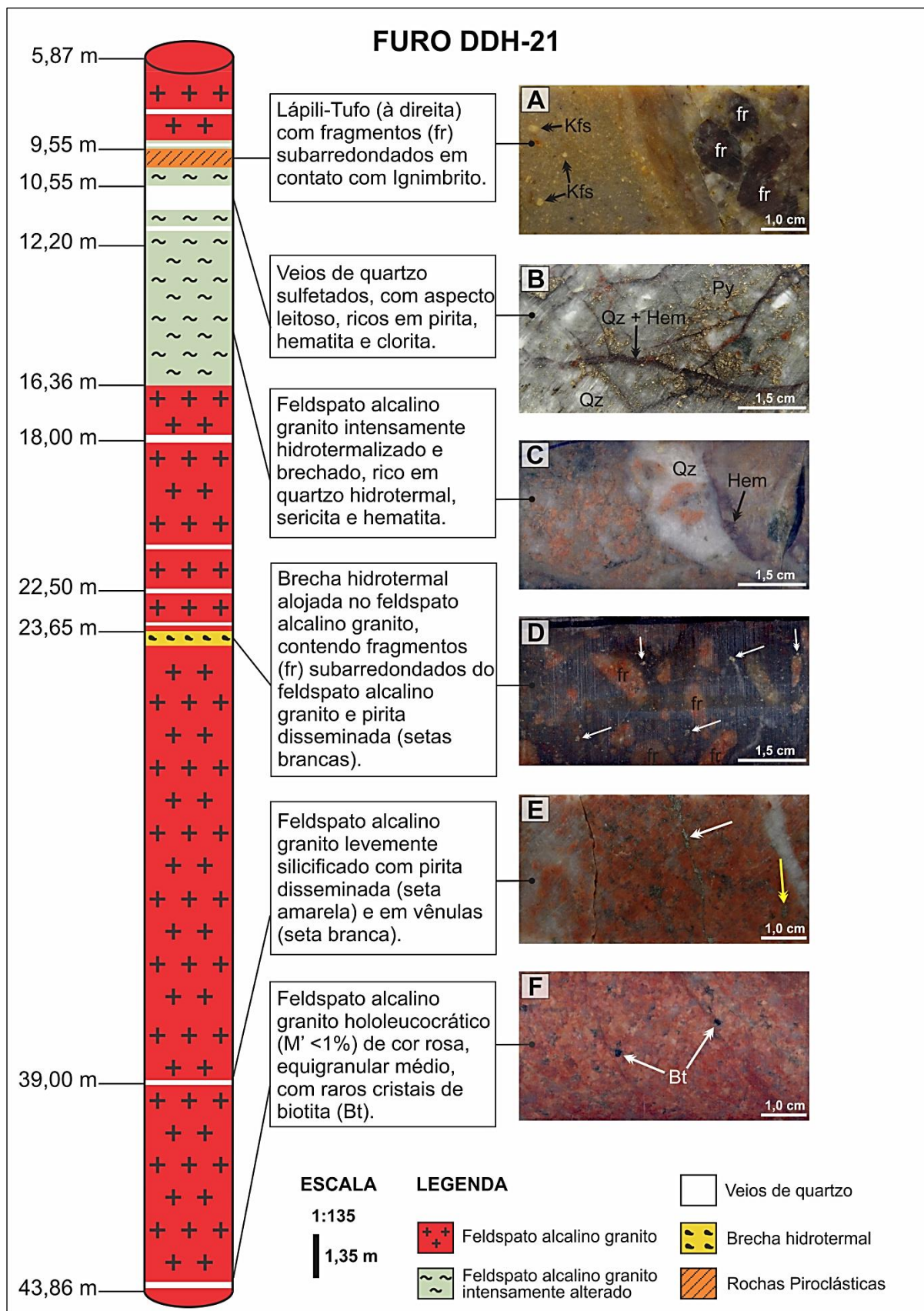
---

### 6.1 PETROGRAFIA

Os furos de sondagem (DDH-21 e DDH-18) realizados no alvo Pista interceptaram uma pequena variedade de rochas. As análises petrográficas macro- e microscópicas permitiram a determinação dos seguintes litotipos: (i) Feldspato alcalino granito; (ii) Brecha hidrotermal; (iii) Ignimbrito feldspato alcalino riolítico; (iv) lápili-tufo, além de quantidade expressiva de vênulas de quartzo. Em linhas gerais, o feldspato alcalino granito constitui a litologia dominante, onde estão encaixados os demais litotipos e os veios. Estas rochas não possuem trama tectônica dúctil e mostram diferentes intensidades de alteração hidrotermal, podendo estar ou não mineralizadas.

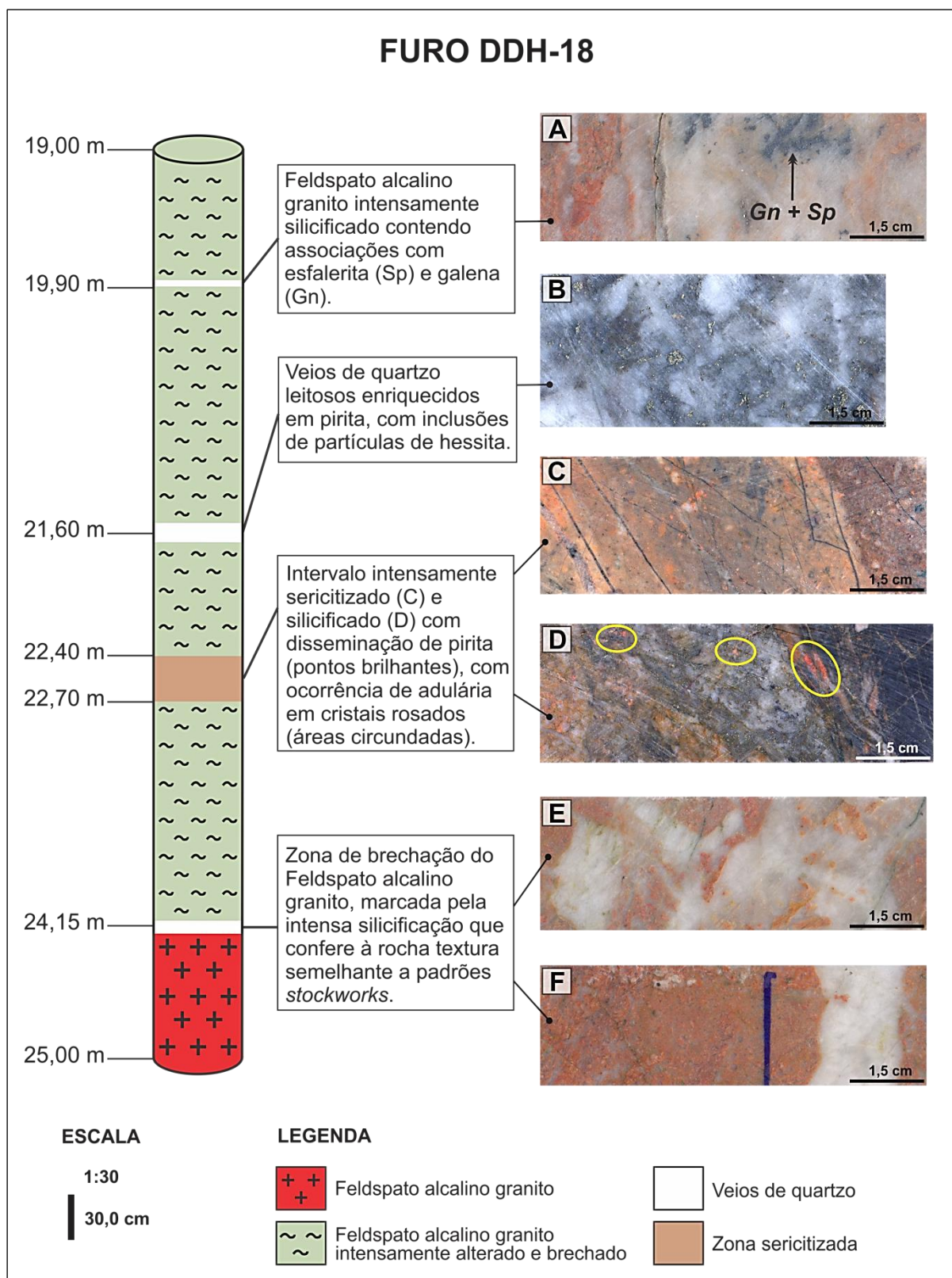
As figuras 6.1 e 6.2 apresentam perfis verticais simplificados com a distribuição e as variações litológicas observadas. Estes perfis foram confeccionados com base nas amostras analisadas e em consonância com dados da *Magellan Minerals*. Os perfis realizados pela empresa são apresentados nos anexos A e B.

Figura 6.1 – Log de sondagem simplificado do furo DDH-21.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.2 – Log de sondagem simplificado do furo DDH-18.

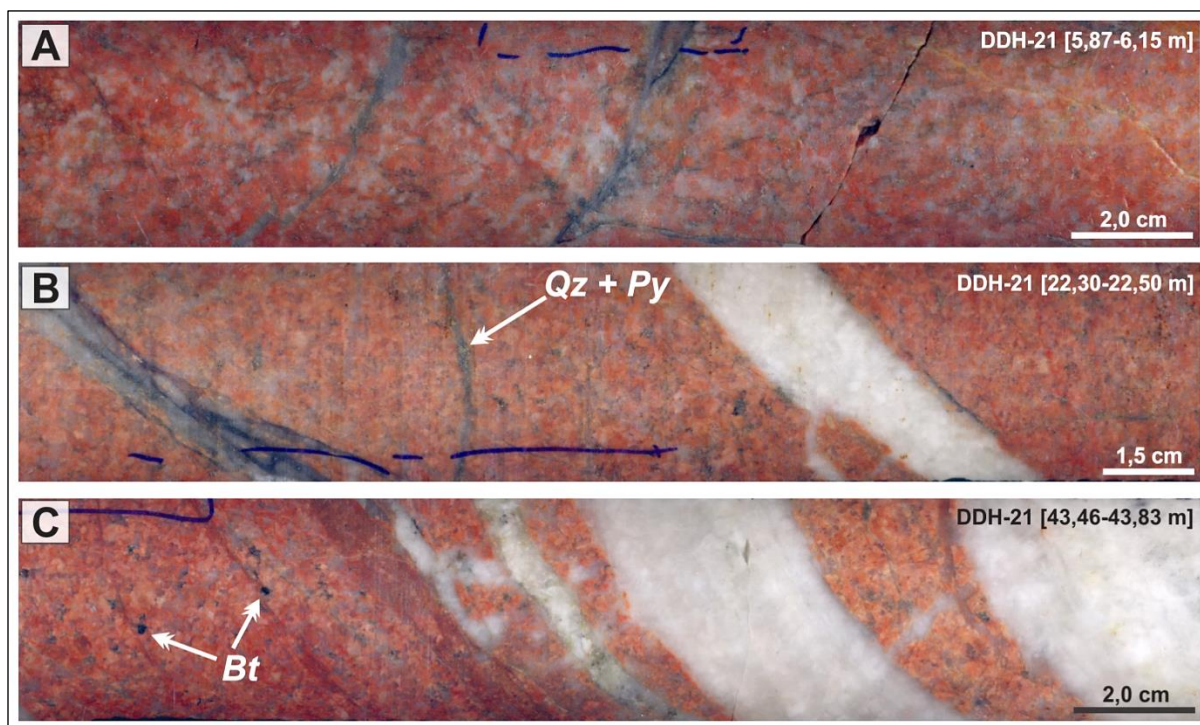


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.1.1 Feldspato alcalino granito

Representa a litologia dominante no alvo Pista, ocorrendo ao longo de todo o furo DDH-21. No topo do furo [6,15 m], suas amostras exibem uma cor vermelha forte, resultado de precipitação de óxidos de ferro e argilização dos feldspatos. Em maiores profundidades [22,50 m; 43,83 m] suas amostras são mais preservadas e exibem cor rosa. Trata-se de uma rocha sem trama tectônica dúctil, hololeucocrática ( $M' < 1\%$ ), fanerítica, equigranular de granulação média (3,0 a 4,0 mm), localmente grossa. Mesoscopicamente, sua composição mineralógica é dada por feldspato potássico que compõe aproximadamente 60% da rocha, em cristais subédricos médios (3,0-4,0 mm), com colorações rosada e avermelhada e quartzo que perfaz cerca de 40% e forma cristais relativamente médios menores, subédricos ou subarredondados, incolores ou leitosos. A fase máfica é representada por raros cristais de biotita (<1%) (Figura 6.3).

Figura 6.3 – Aspectos mesoscópicos das amostras do feldspato alcalino granito. A) Amostra de cor vermelha forte e cristais de quartzo com aspecto leitoso em porções coalescentes. B) Rocha cortada por diferentes gerações de veios de quartzo, com vênula composta por quartzo (Qz) e pirita (Py); C) Rocha com raros cristais de biotita (Bt).



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.1.1.1 Aspectos microscópicos

Exibe textura granular hipidiomórfica com cristais equidimensionais de feldspato potássico e quartzo em contatos retos ou côncavo-convexos (Figura 6.4A). Sua composição mineralógica essencial é à base de feldspato potássico e quartzo, com albita subordinada. Biotita constitui a fase máfica e zircão a fase acessória. A assembleia hidrotermal inclui clorita, rutilo, sericita, calcita, magnetita e pirita. Além disso, ocorrem cavidades preenchidas por zircão e fases hidrotermais.

O feldspato potássico (50 a 55%) forma cristais médios (2,6-4,1 mm), subautomorfos, com hábito tabular. Em luz natural exibe forte aspecto turvo, resultado da precipitação de óxido de ferro e de argilização. Mostra texturas de intercrescimento pertítico abundantes e bem desenvolvidas, que ocorrem como filetes, manchas e formas irregulares (Figura 6.4B). Raros exemplares exibem maclamento simples (lei *Carlsbad*). Altera-se para clorita, sericita e argilominerais.

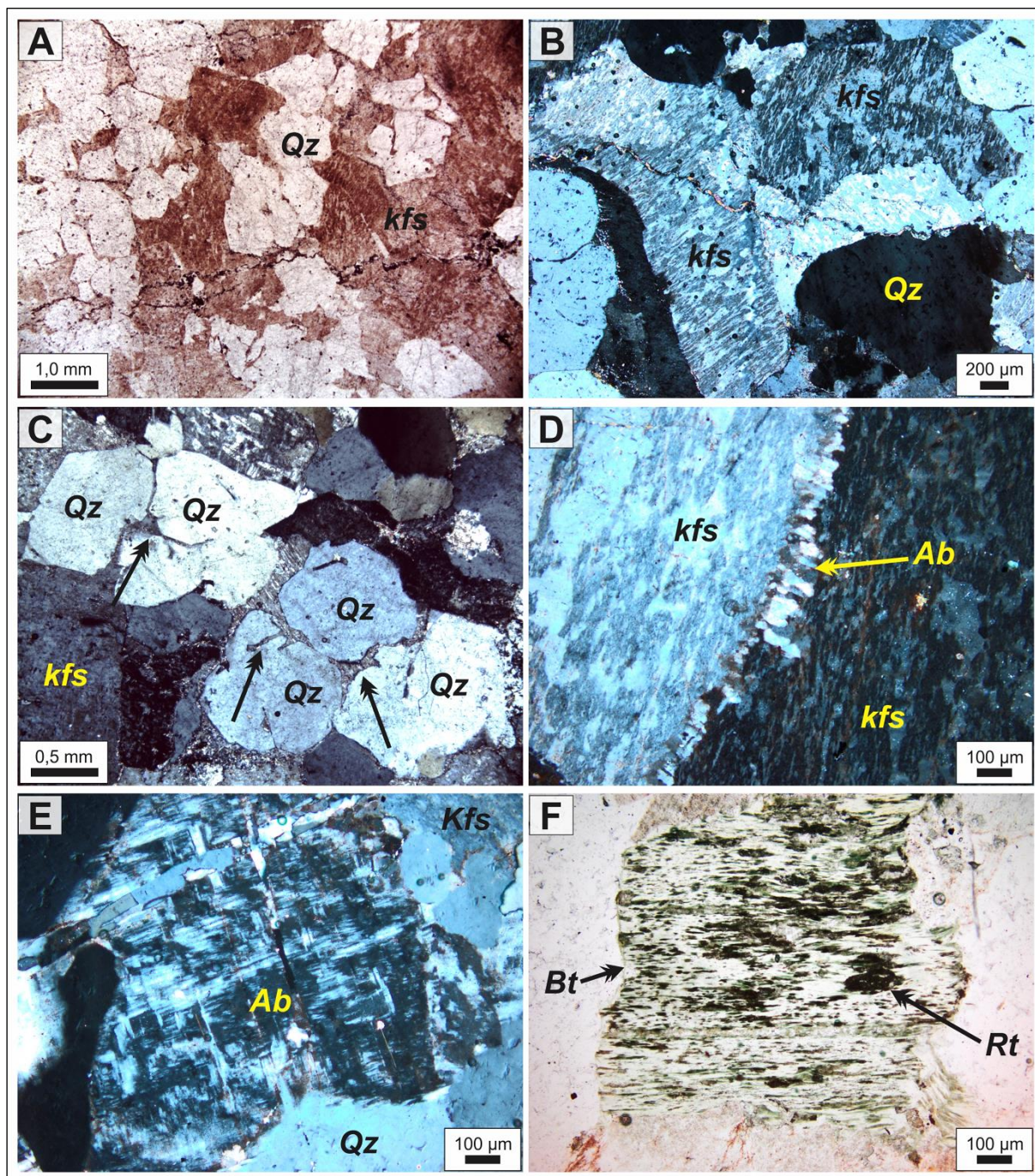
O quartzo (30 a 35%) desenvolve cristais médios (1,2-2,1 mm), subédricos ou com formas arredondadas a subarredondadas. Forma porções coalescentes, com exemplares exibindo bordas com feições de corrosão (Figura 6.4C).

A albita (~ 10%) constitui fase mineral comum neste litotipo, desenvolvendo-se como variedades a partir de transformação do feldspato potássico. São observados os seguintes tipos texturais: (i) abundantes lamelas pertíticas no feldspato potássico; (ii) cristais intergranulares no feldspato potássico, constituindo textura do tipo “coroa trocada” (Figura 6.4D); (iii) auréolas bordejando o feldspato potássico; (iv) cristais com textura tabuleiro de xadrez (Figura 6.4E). Altera-se para sericita e calcita.

A biotita (< 1%) ocorre nos interstícios dos cristais de feldspato potássico e quartzo. Desenvolve cristais lamelares médios (1,0-1,5 mm) pseudomorfizados por clorita e sericita e com rutilo e carbonato em seus planos de clivagem (Figura 6.4F).

O zircão (<1%) ocorre como cristais submilimétricos (<0,1 mm), bastante fraturados, subédricos a euédricos, com hábito prismático. Ocorre como fase mineral tardia, associado a minerais hidrotermais ou no preenchimento de cavidades.

Figura 6.4 – Aspectos mineralógicos e texturais microscópicos do feldspato alcalino granito. A) Textura granular hipidiomórfica com cristais límpidos de quartzo (Qz) em porções coalescentes e cristais de feldspato potássico (Kfs) com aspecto turvo e cor avermelhada. (NP). B) Cristais subédricos de feldspato alcalino mesopertíticos. (NC). C) Quartzo em cristais subédricos e subarredondados. Notar feições de corrosão nas bordas de alguns exemplares (setas pretas). (NC). D) Albita intergranular (Ab), caracterizando textura tipo “coroa trocada”. (NC). E) Albita em textura tabuleiro de xadrez (chess-board). (NC). F) Lamela de biotita (Bt) pseudomorfisada por clorita, com rutilo (Rt) em seus planos de clivagem. (NP). (Fotomicrografias em luz transmitida)

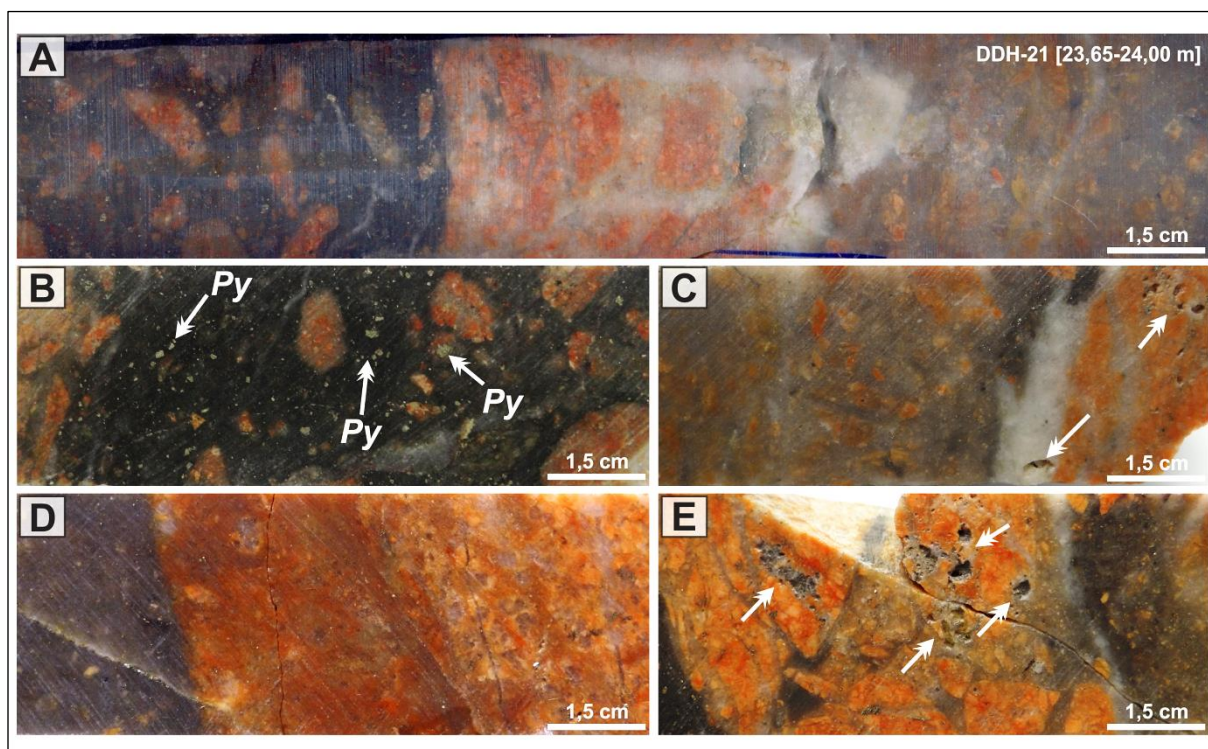


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.1.2 Brecha hidrotermal

Este litotipo foi observado apenas no furo DDH-21, na profundidade de 23,65 metros. Exibe matriz muito fina, de cor cinza, na qual ocorrem suportados fragmentos do feldspato alcalino granito, fragmentos de cristais de feldspato potássico, além de cristais de quartzo e pirita (Figura 6.5A). Os fragmentos de rocha são subangulosos a subarredondados, milimétricos a centimétricos e não mostram orientação preferencial (Figuras 6.5B e 6.5C). Está encaixado no feldspato alcalino granito, em contato marcado por um halo de cor marrom (Figura 6.5D). Porções onde a brechação foi menos intensa mostram feições texturais reliquias da rocha encaixantes e exibem cavidades de lixiviação ácida (Figura 6.5E). A pirita (< 3,0 mm) ocorre como cristais cúbicos bem distribuídos, perfazendo cerca de 5% da rocha.

Figura 6.5 – Feições texturais mesoscópicas da brecha hidrotermal. A) Matriz muito fina (à esquerda) e fragmentos centimétricos subangulosos a subarredondados do feldspato alcalino granito, além de intensa silicificação (centro e à direita). B) Porção da brecha com matriz escura, contendo fragmentos subarredondados do feldspato alcalino granito e abundantes cristais de pirita (Py). C) Porção com matriz cinza claro contendo fragmentos subangulosos e cavidades de lixiviação (setas brancas). D) Contato entre a brecha hidrotermal (à esquerda) e o feldspato alcalino granito (à direita). E) Porção central da amostra, onde a brechação é fraca e o feldspato alcalino granito encontra-se relativamente preservado. Notar a presença de cavidades de lixiviação (setas brancas).



Fonte: Elaborado pelo autor.

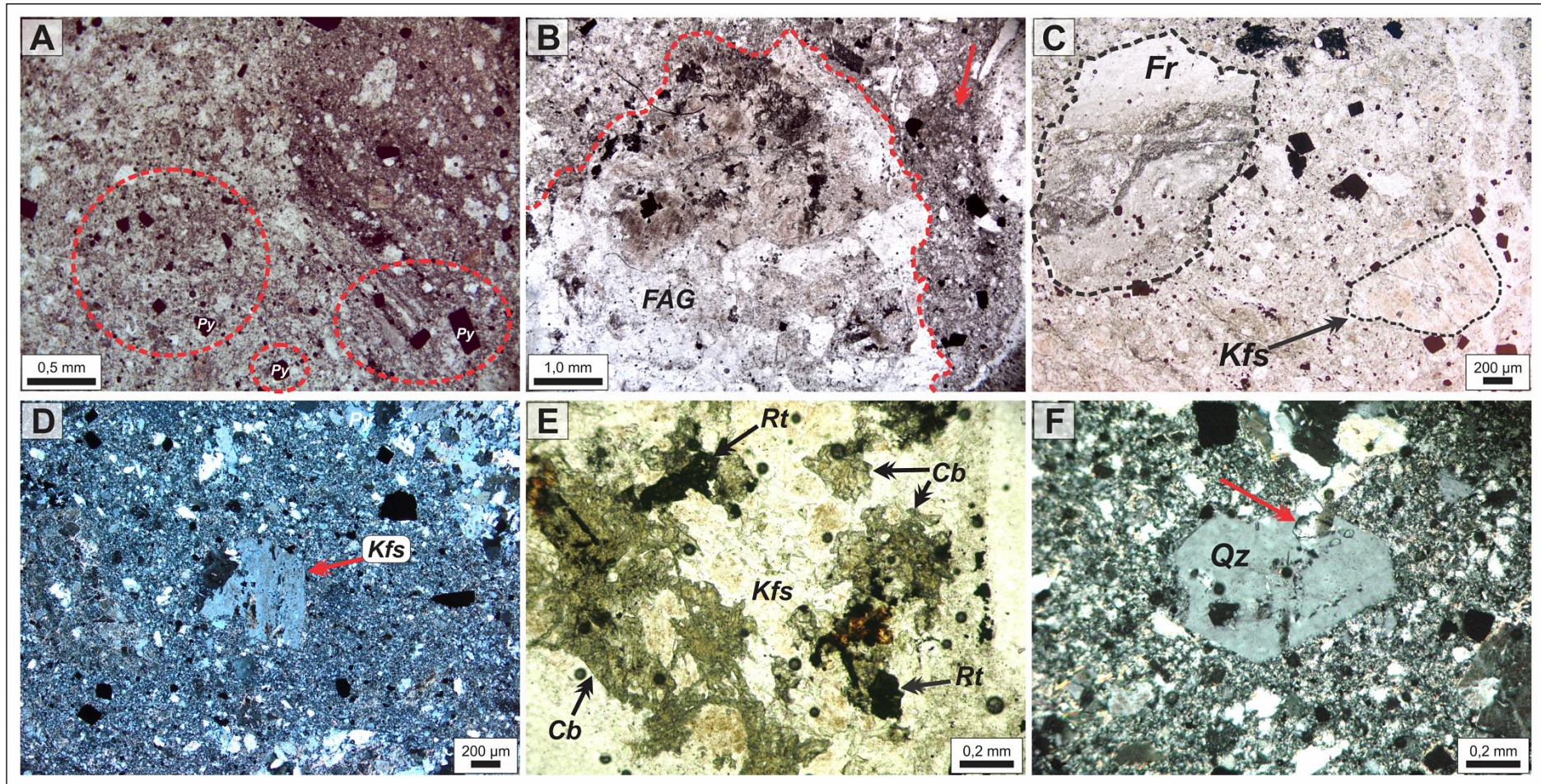
### 6.1.2.1 Aspectos microscópicos

O litotipo exibe uma matriz fina, com aspecto turvo, bastante sericitizada, composta por feldspato potássico e quartzo (Figura 6.6A). Os fragmentos do feldspato alcalino granito perfazem cerca de 30% da rocha, possuem formas subangulosas a subarredondadas, exibem feições de reentrâncias, sugerindo corrosão pela matriz e são compostos por quartzo e feldspato potássico (Figura 6.6B). Ocorrem ainda fragmentos líticos milimétricos, subangulosos, mostrando textura de fluxo interna (Figura 6.6C).

O feldspato potássico ocorre como fragmentos de cristais, turvos em luz natural, com núcleos e bordas corroídos. Alguns fragmentos exibem maclamento simples e terminações prismáticas levemente preservadas (Figura 6.6D). Seus cristais mostram intensa carbonatação, na qual o carbonato associa-se a finos cristais de rutilo hidrotermal (Figura 6.6E).

O quartzo, além de compor a matriz, forma cristais médios a finos (<1,3 mm), subédricos, com extinção ondulante fraca e faces bem preservadas. Alguns exemplares exibem formas arredondadas ou hexagonais e bordas com feições de corrosão, sugerindo interação com a matriz (Figura 6.6F).

Figura 6.6 – Aspectos texturais e mineralógicos microscópicos da brecha hidrotermal. A) Matriz fina com aspecto turvo, composta por feldspato potássico e quartzo. Notar abundantes cristais de pirita (*Py*) (porções circundadas). (NP). B) Fragmento do Feldspato alcalino granito (FAG) em contato irregular (linha tracejada) com a matriz (seta vermelha). (NP). C) Fragmento de rocha (*Fr*) subanguloso com textura de fluxo interna e fragmento de feldspato potássico (*Kfs*) imersos na matriz. (NP). D) Fragmento de cristal de feldspato potássico mostrando terminação prismática levemente preservada de alteração hidrotermal. (NP). E) Carbonatação (*Cb*) de feldspato potássico, com rutilo (*Rt*) associado. (NP); F) Cristal hexagonal de quartzo (*Qz*) imerso em matriz microcristalina, mostrando borda com feição de corrosão (seta vermelha). (NC). (Fotomicrografias em luz transmitida)



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.1.3 Ignimbrito feldspato alcalino riolítico

Este litotipo ocorre sob a forma de dique centimétrico (~5,0 cm) encaixado no feldspato alcalino granito. Exibe fragmentos milimétricos (< 3,0 mm) de cristais de feldspato potássico e quartzo, dispostos sem orientação preferencial, sustentados por matriz muito fina de cor marrom, compondo cerca de 25% da rocha (Figura 6,7A).

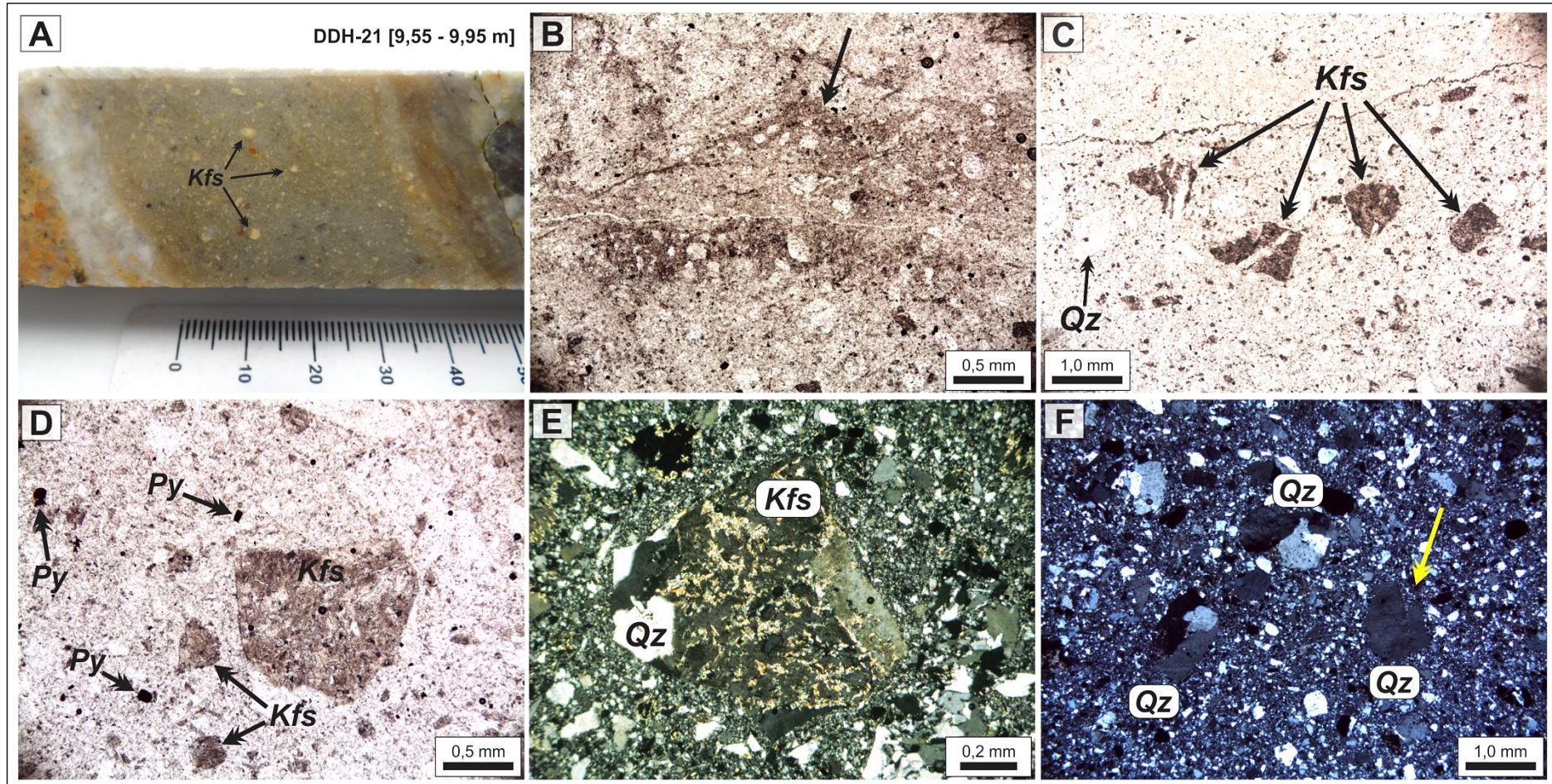
#### 6.1.3.1 Aspectos microscópicos

O litotipo exhibe matriz quartzo-feldspática microcristalina, fortemente recristalizada, com textura de fluxo incipiente (Figura 6.7B). Nela estão imersos fragmentos de cristais milimétricos de quartzo e feldspato potássico (Figura 6.7C), além de cristais submilimétricos de pirita e esfalerita como produtos hidrotermais.

O feldspato potássico ocorre como fragmentos de cristais milimétricos (~ 1,0 mm), bastante fraturados, subédricos ou mesmo subarredondados, mostrando leves feições de rotação, além de orientação concordante com o fluxo da matriz (Figura 6.7D). Mostra intensa argilização e sericitização moderada (Figura 6.7E).

O quartzo como fragmentos de cristais subangulosos a subarredondados, com exemplares em formas hexagonais. Alguns cristais exibem golfos de corrosão, sugerindo reabsorção magmática do cristal pela matriz (Figura 6.7F).

Figura 6.7 – Aspectos texturais e mineralógicos do Ignimbrito feldspato alcalino riolítico. A) Testemunho de sondagem mostrando fragmentos milimétricos de cristais de feldspato potássico (*Kfs*) imersos em matriz muito fina de cor marrom. B) Matriz muito fina com textura de fluxo envolvendo microcristais quartzo (seta preta). (NP) C) Fragmentos de cristais de feldspato potássico (*Kfs*) mostrando leve orientação e forte fraturamento. (NP). D) Fragmentos de cristais de feldspato potássico (*Kfs*) subarredondado com aspecto turvo. Notar a ocorrência de cristais de pirita (*Py*) disseminados na matriz. (NP). E) Fragmento de feldspato potássico intensamente sericitizado. (NC). F) Fragmentos de cristais de quartzo subarredondados, com feições de corrosão (seta amarela). (NC). (Fotomicrografias em luz transmitida)



Fonte: Elaborado pelo autor.

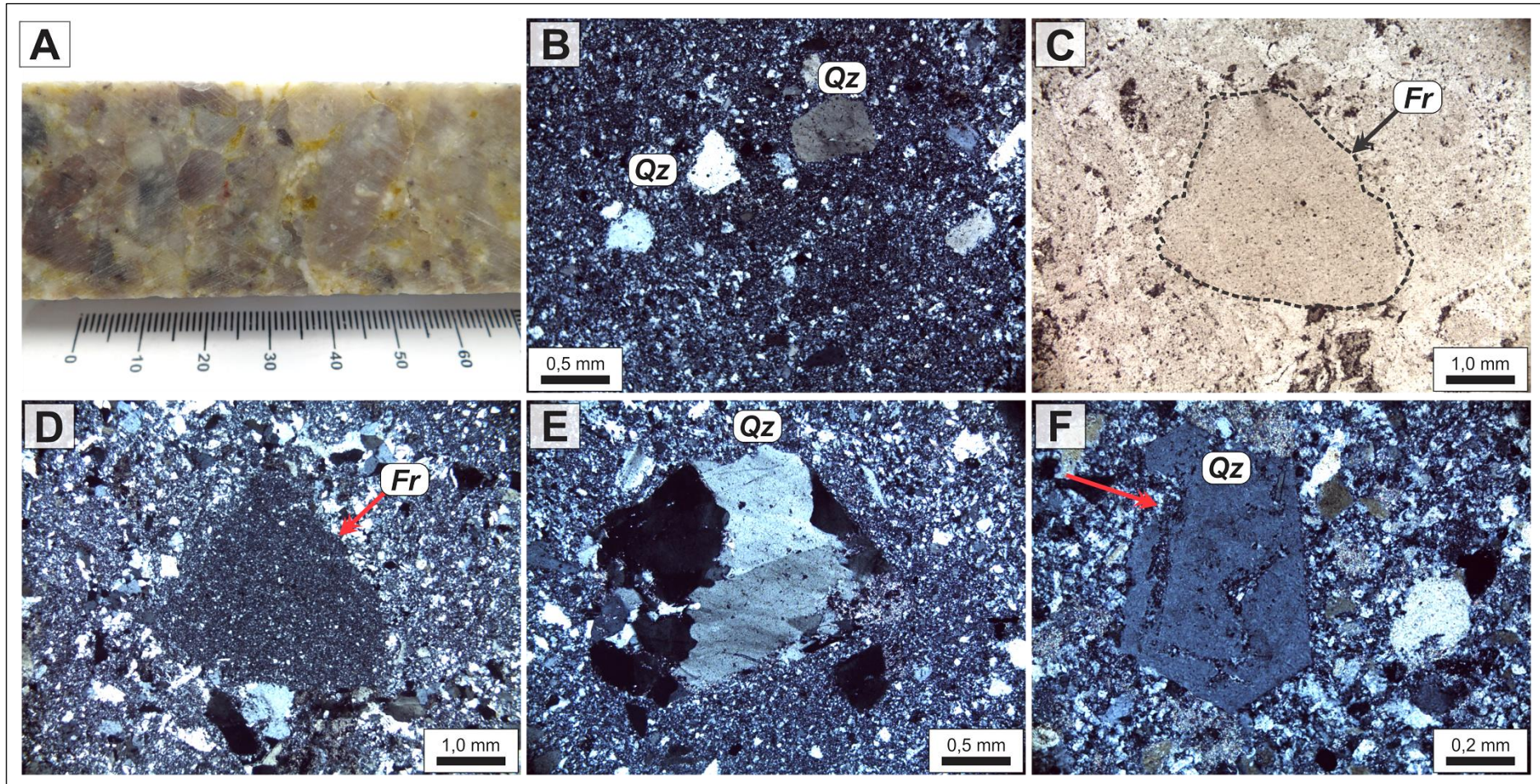
#### 6.1.4 Lápili-Tufo

Este litotipo é composto por uma matriz afanítica de cor cinza. Suportados por esta matriz ocorrem fragmentos de rocha (clastos) e fragmentos de cristais de quartzo. Os fragmentos de rocha são mal selecionados, subangulosos a subarredondados, ou mesmo com formas alongadas de baixa esfericidade e exibem dimensões que variam de milimétricas até 3,5 cm (cinza a *lapilli*), estando dispostos sem orientação preferencial (Figura 6.8A). O litotipo apresenta alto grau de compactação.

##### 6.1.4.1 Aspectos microscópicos

O litotipo exhibe uma matriz microcristalina bastante recristalizada e cimentada à base de quartzo, o que provavelmente pode ter obliterado suas texturas primárias (textura de fluxo, *fiammes* ou *shards*, matriz vítrea, etc.) (Figura 6.8B). Os fragmentos líticos mostram-se cimentados por sílica, com formação de quartzo microcristalino (Figuras 6.8C e 6.8D). O quartzo, além de compor a matriz, ocorre em fragmentos de cristais subangulosos a subarredondados, com dimensões entre 0,5 e 1,5 mm, com forte extinção ondulante (Figura 6.8E). Alguns exemplares exibem terminações piramidais bem preservadas, além de golfos de corrosão, sugerindo processos de reabsorção magmática (Figura 6.8F).

Figura 6.8 – Aspectos texturais meso- e microscópicos do lópili-tufo. A) Amostra de furo de sondagem contendo clastos milimétricos a centimétricos, subarredondados, dispostos aleatoriamente. B) Fotomicrografia mostrando matriz muito fina, recristalizada, composta por quartzo microcristalino e fragmentos de cristais de quartzo subangulosos a subarredondados (Qz). (NC); C) Fragmento lítico (*Fr*) milimétrico subarredondado cimentado por quartzo. (NP); D) Mesma imagem de **C** com nicóis cruzados. (NC); E) Fragmento milimétrico de cristal de quartzo com forte extinção ondulante e fraturamento moderado. (NC); F) Cristal de quartzo (Qz) com terminações piramidais relativamente preservadas. Notar golfos de corrosão no contato com a matriz (seta vermelha). (NC). (Fotomicrografias em luz transmitida)

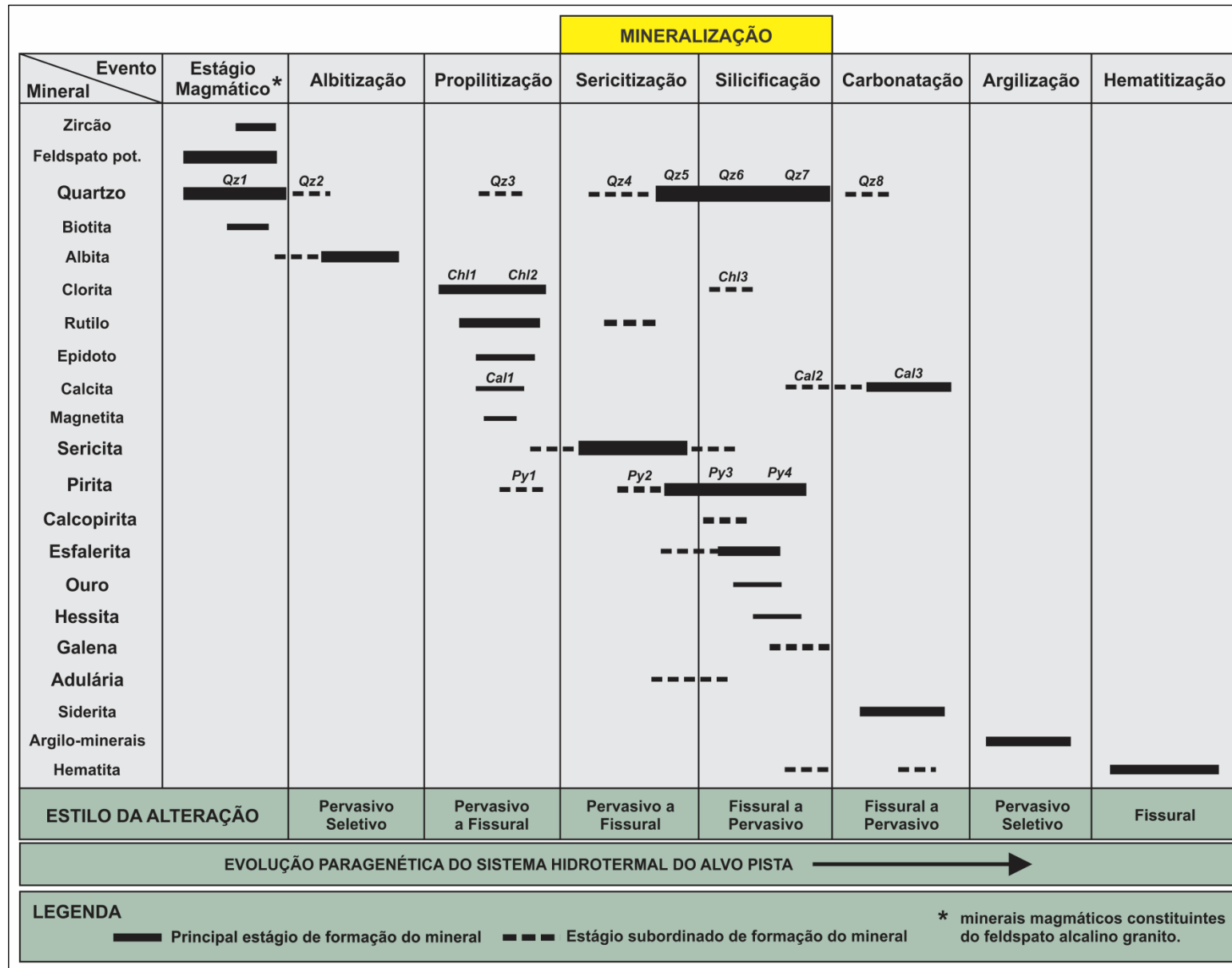


Fonte: Elaborado pelo autor.

## 6.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os processos hidrotermais modificaram variavelmente a assembleia mineral e textura primárias de todos os litotipos estudados no alvo Pista, sobretudo o feldspato alcalino granito que é o litotipo mais afetado. As descrições das amostras dos testemunhos de sondagem, bem como os estudos petrográficos permitiram a elaboração da evolução temporal do sistema hidrotermal do alvo Pista (Figura 6.9). Foram caracterizados sete tipos de alterações, em ordem temporal: (i) albitização; (ii) propilitização; (iii) sericitização; (iv) silicificação; (v) carbonatação; (vi) argilização e (vii) hematitização. Estas alterações são representadas por associações minerais distintas que se desenvolvem em estilos e intensidades variáveis. A silicificação e a alteração sericítica configuram-se como as mais abundantes, além de estarem diretamente relacionadas com a mineralização.

Figura 6.9 – Quadro paragenético do sistema hidrotermal do alvo Pista.

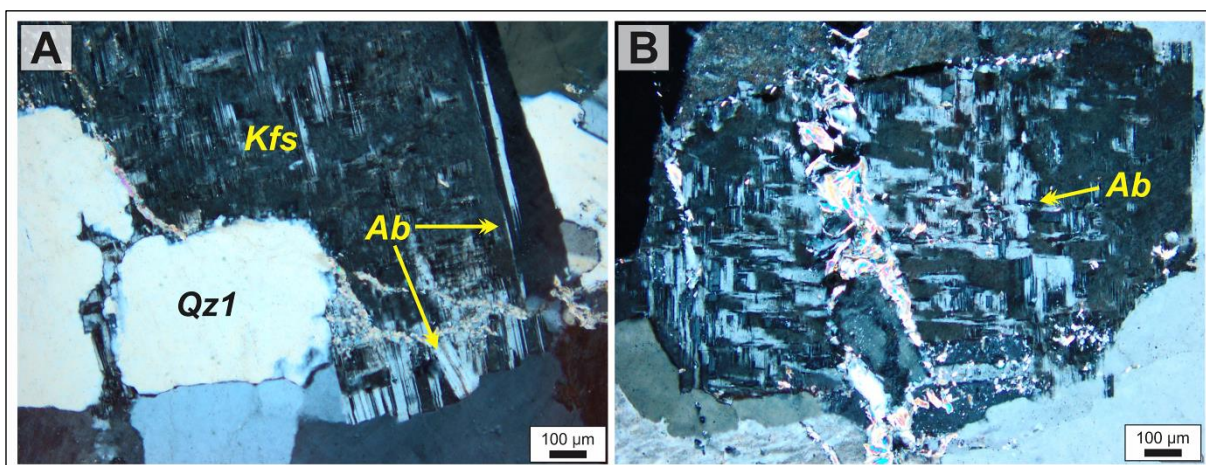


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.2.1 Albitização

No alvo Pista, este processo representa o primeiro estágio de alteração e restringe-se às porções do feldspato alcalino granito pouco afetadas pelos estágios hidrotermais posteriores. Manifesta-se no estilo pervasivo seletivo pela geração de albita e quartzo (Qz2) em substituição parcial ao feldspato potássico. A albita ocorre em dois tipos texturais: (I) cristais submilimétricos (<0,5 mm) incolores nas bordas do feldspato potássico, mostrando maclas bem desenvolvidas e (II) cristais com textura tabuleiro de xadrez (Figura 6.10).

Figura 6.10 – Aspectos microscópicos da albitização. A) Finos cristais de albita (*Ab*) bordejando o feldspato potássico (*Kfs*). Notar o maclamento polissintético da albita e cristais ameboidais de quartzo magmático (*Qz1*). (NC); B) Albita com textura tabuleiro de xadrez. (NC). (Fotomicrografias em luz transmitida)



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.2.2 Propilitização

Esta alteração está registrada apenas no início da história hidrotermal do alvo e de modo bastante restrito, limitando-se às amostras pouco alteradas do feldspato alcalino granito. Desenvolve-se no estilo pervasivo seletivo, substituindo parcialmente feldspato potássico e biotita (Figuras 6.11A e 6.11B). É assinalada pela associação *clorita* + *rutilo* (*Rt1*) ± *epidoto* ± *calcita* (*Cal1*) ± *quartzo* (*Qz3*) ± *magnetita*. A clorita é a fase dominante e ocorre como alteração de feldspato potássico e biotita (*Chl1*), e no preenchimento de microfraturas ou em clivagens do

feldspato potássico, formando microvênulas (*Chl2*). Estes tipos texturais (*Chl1* e *Chl2*) ocorrem como finos cristais, de cor verde em luz natural, com baixa birrefringência. É comum seus cristais estarem bordejados e substituídos por sericita (Figura 6.11C). A formação de clorita, porém, também ocorre durante a silicificação, na qual ocorre em vênulas de quartzo poliminerálicas, formando cristais de cor verde, com hábito radial (*Chl3*). O rutilo é ubíquo e ocorre como finos cristais com alta birrefringência (Figura 6.11D). O epidoto forma cristais muito finos, subédricos e com alta birrefringência (Figura 6.12A). A calcita (*Ca1*) tem formação incipiente, ocorrendo como finos cristais cúbicos substituindo feldspato potássico e albita (Figura 6.12B). Pirita (*Py1*) e magnetita são os opacos associados, ocorrendo subordinadamente (Figuras 6.12C e 6.12D).

Figura 6.11 – Aspectos texturais e mineralógicos microscópicos da propilitização. A) Associação mineral entre clorita (*Chl1*), rutilo (*Rt1*) e epidoto (*Ep*) substituindo parcialmente o feldspato potássico (*Kfs*). (NP). B) Pseudomorfo de biotita fortemente cloritizado, com rutilo em seus planos de clivagem. (NP). C) Clorita substituída parcialmente a partir de suas bordas por sericita (*Ser*). (NC). D) Associação entre clorita, rutilo e microcristais de quartzo (*Qz3*). (NC). (Fotomicrografias de luz transmitida)

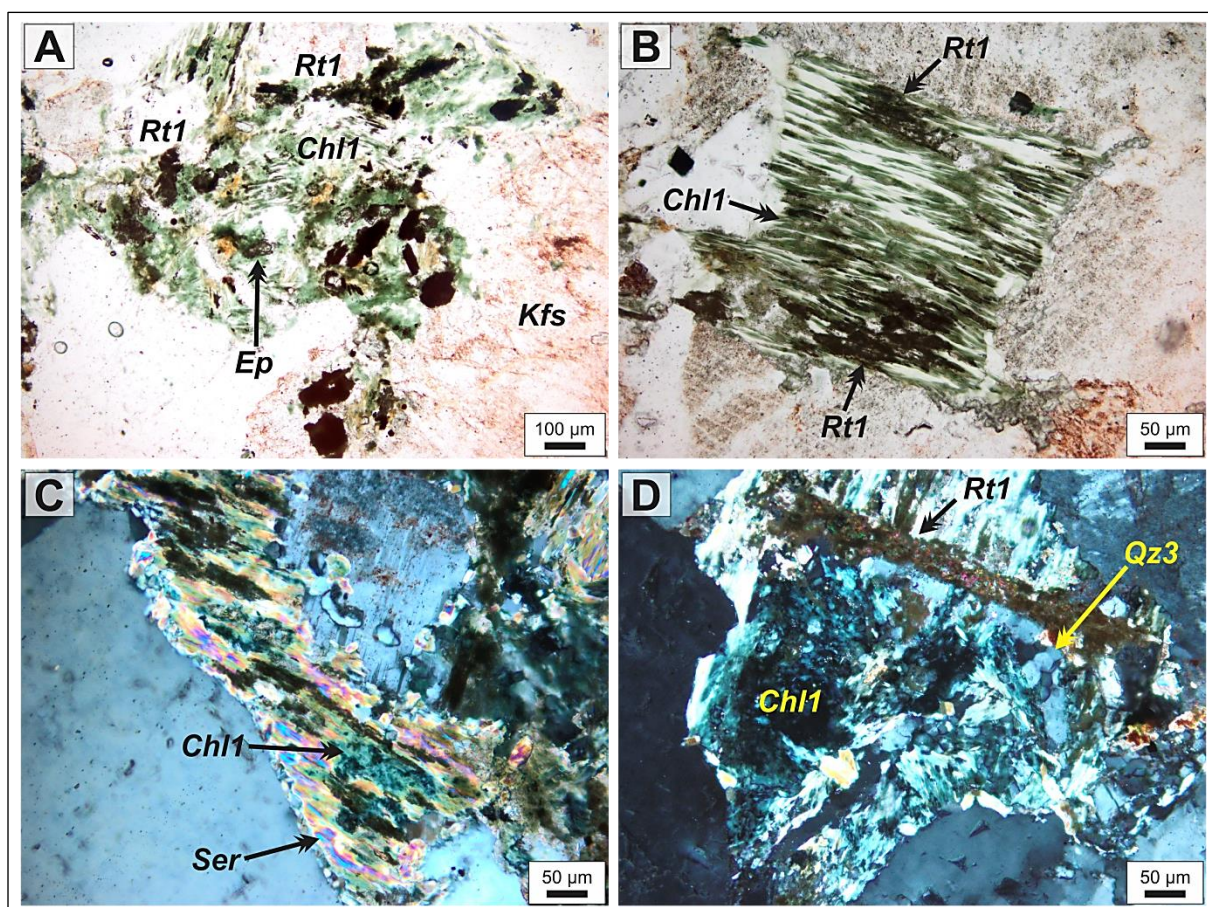
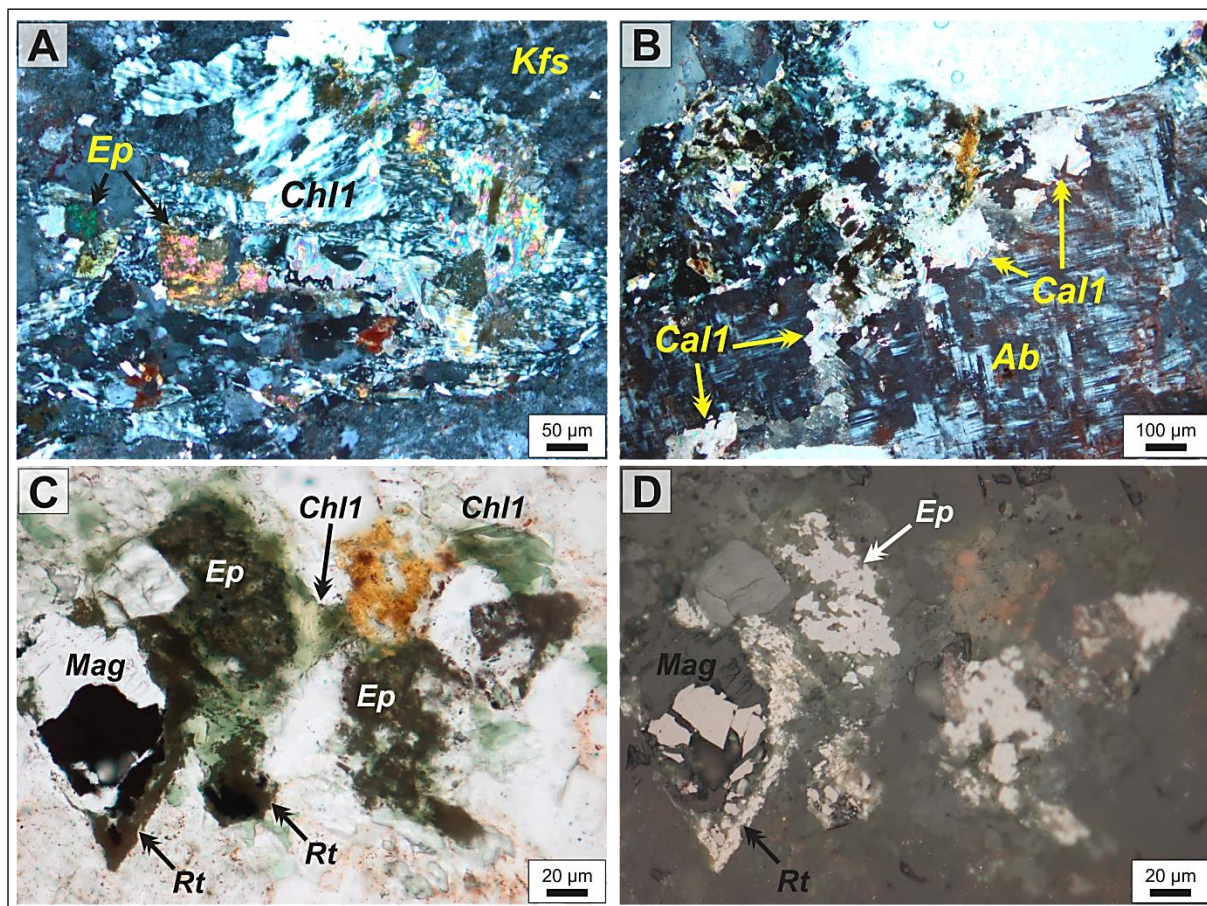


Figura 6.12 – Aspectos texturais e mineralógicos microscópicos da propilitização. A) Associação mineral entre clorita (*Chl1*) e epidoto (*Ep*) substituindo parcialmente o feldspato potássico (*Kfs*). (NC). B) Calcita 1 (*Cal1*) em alteração a cristal de albita com textura tabuleiro de xadrez. (NC). C) Associação entre clorita, epidoto, rutilo e magnetita (*Mag*). (NP). D) Imagem C em luz refletida. (Fotomicrografias: A, B, C - Luz transmitida; D – Luz refletida)



Fonte: Elaborado pelo autor

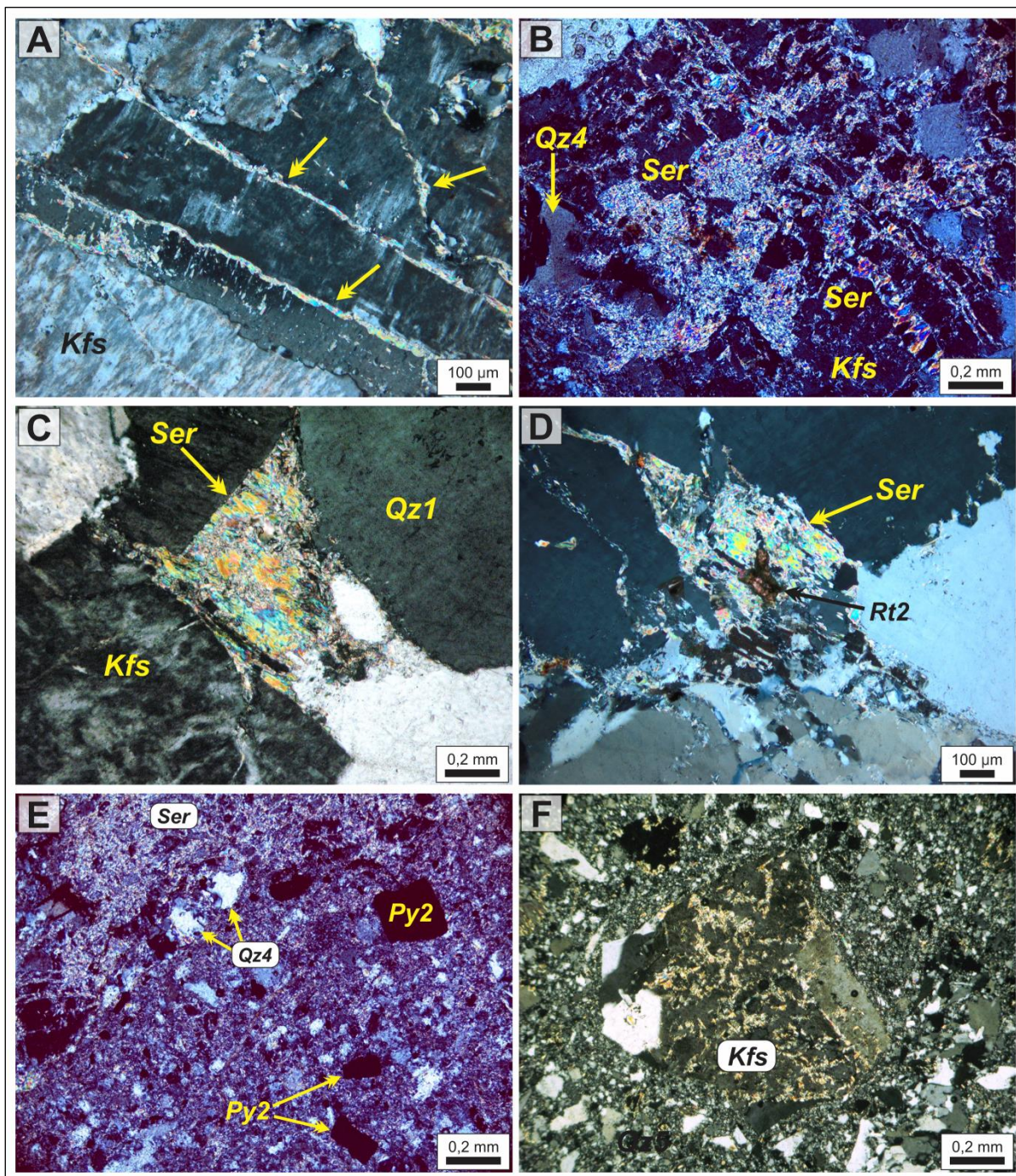
### 6.2.3 Sericitização

Está presente em todos os litotipos do alvo Pista, sendo mais intensa no feldspato alcalino granito, variando de pervasiva seletiva a fissural. Sobrepõe-se à alteração propilítica pela progressiva cristalização de mica branca (aqui genericamente descrita como sericita) em substituição à clorita ou pelo truncamento de microvênulas cloríticas por microvênulas sericíticas. Fissuralmente ocorre sob a forma de microvênulas de sericita (Figura 6.13A). O estilo pervasivo é assinalado pela substituição de feldspato potássico (Figuras 6.13B e 6.13C) e albita, com a sericita desenvolvendo finas palhetas em seus planos de clivagem ou nos interstícios de cristais de quartzo e feldspato potássico (Figura 6.13D), constituindo

paragênese composta por com *pirita* (*Py2*) + *rutilo* (*Rt2*) ± *quartzo* (*Qz4*). Na brecha hidrotermal mineralizada e no ignimbrito a sericita ocorre como alteração pervasiva na matriz e nos fragmentos de cristais de feldspato potássico, associando-se ainda à *pirita* (*Py2*) e *quartzo* (*Qz4*) (Figuras 6.13E e 6.13F).

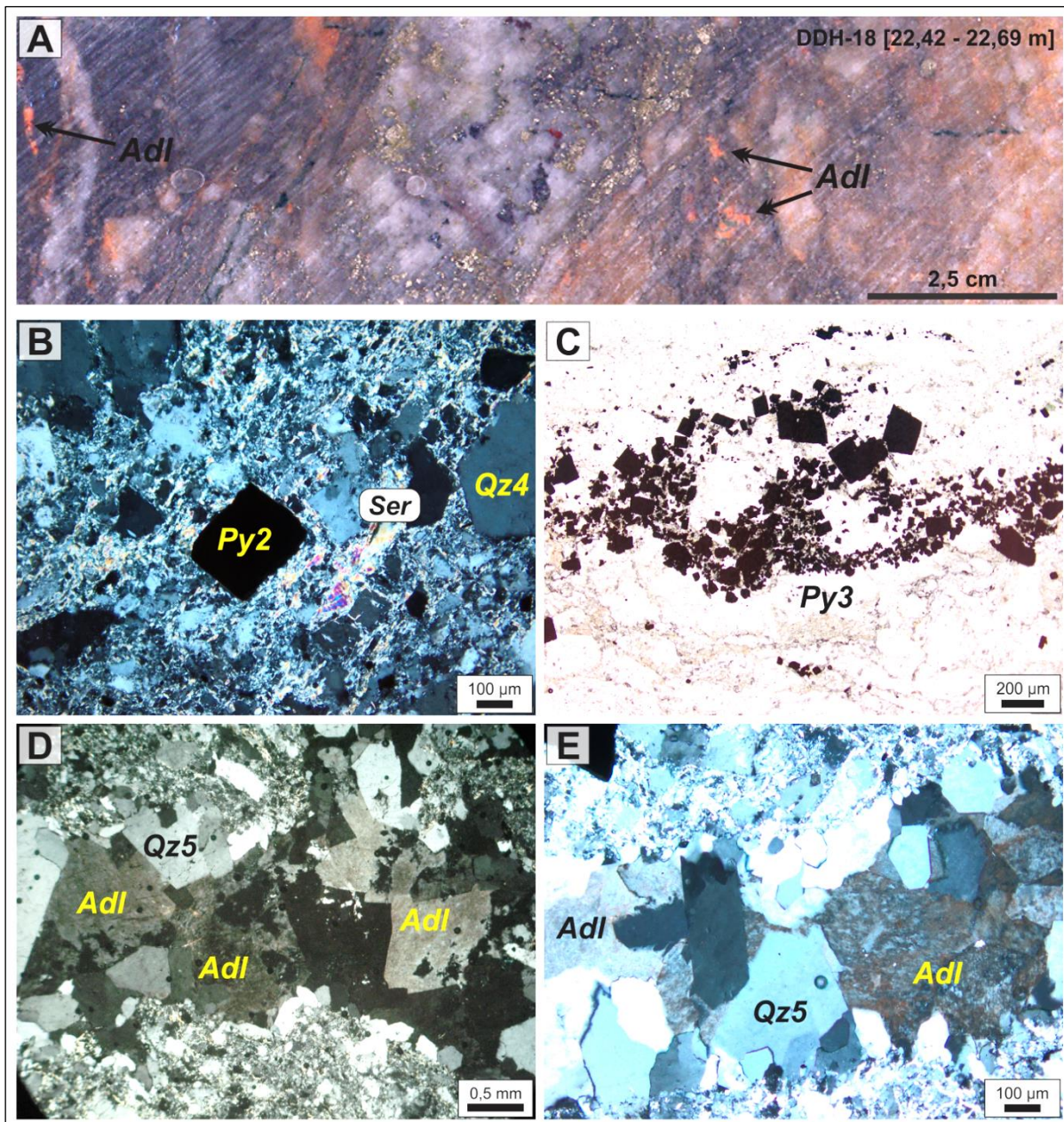
Em zonas fortemente sericitizadas e brechadas (p ex. profundidade 22,49 m do furo DDH-18), a *pirita* torna-se mais comum, desenvolvendo aglomerados de cristais maiores (*Py3*) (0,5-1,0 mm) e de hábito cúbico bem definido, associados a vênulas de *quartzo* e à *sericita* (Figuras 6.14A, 6.14B e 6.14C). Nestas porções, é comum a ocorrência de *adularia* em microvênulas associadas a *quartzo* (*Qz5*) (Figuras 6.14D e 6.14E), além de cristais associados à *sericita*. A *adularia* ocorre como cristais milimétricos de cor rosa. Ao microscópio desenvolve cristais bastante argilizados, de granulação fina, com terminações piramidais e maclamento simples.

Figura 6.13 – Aspectos texturais e mineralógicos microscópicos da alteração sericítica. A) Cristal de feldspato potássico (*Kfs*) cortado por microvênulas de sericita (setas amarelas). (NC); B) feldspato potássico intensamente sericitizado. Notar a presença de cristais anédricos de quartzo (*Qz4*) associados à sericita. (NC); C) Palhetas de sericita (*Ser*) nos interstícios de quartzo magmático (*Qz1*) e feldspato potássico. (NC); D) Associação entre sericita e finos cristais de rutilo (*Rt2*). (NC); E) Matriz sericitizada da brecha hidrotermal mineralizada, onde associam-se sericita, quartzo 4 e pirita (*Py2*). (NC); F) Fragmento de cristal de feldspato potássico (*Kfs*) do Ignimbrito moderadamente sericitizado. (NC). (Fotomicrografias em luz transmitida)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.14 – Aspectos texturais e mineralógicos da alteração sericítica com adularia. A) Amostra de zona intensamente sericitizada com concentrações de pirita (*Py3*) (pontos brilhantes) associadas à vênula de quartzo (centro da imagem), onde ocorrem cristais milimétricos de adularia (*Adl*). B) Pirita (*Py2*) em cristal cúbico associado à porção bastante sericitizada e silicificada. (NC); C) Pirita (*Py3*) em agrupamento depositado ao longo de vênula de quartzo. (NP); D-E) Microvênulas compostas por cristais de quartzo com terminações piramidais (*Qz5*) e adularia (*Adl*). (NC). (Fotomicrografias em luz transmitida)

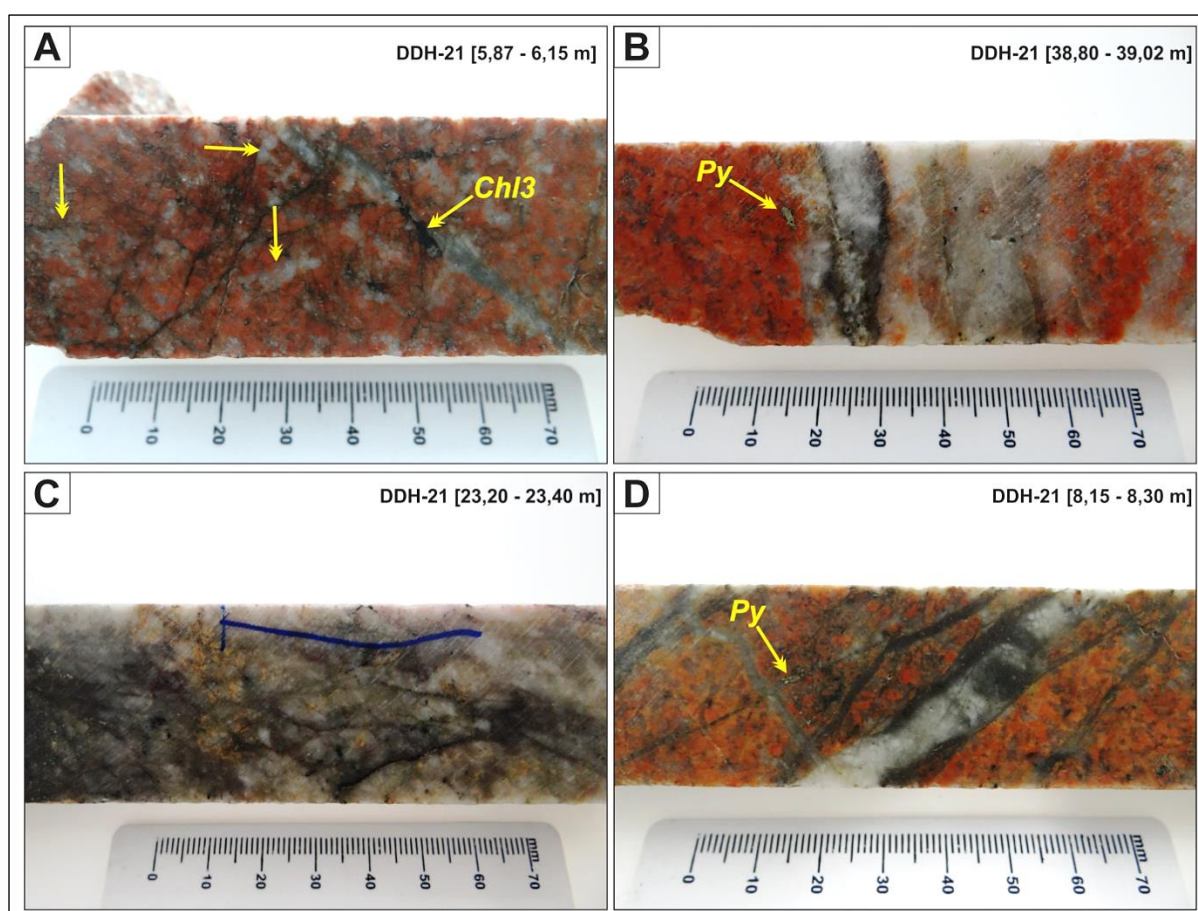


Fonte: Elaborado pelo autor.

## 6.2.4 Silicificação

Constitui a alteração mais expressiva no alvo Pista, sendo observada em várias profundidades ao longo dos dois furos estudados. Mostra-se imediatamente posterior à sericitização, sendo caracterizada pela formação de bolsões e vênulas de quartzo leitoso, aos quais o minério sulfetado está intimamente associado (Figuras 6.15A, 6.15B e 6.15C). Nas zonas mais silicificadas, o feldspato alcalino granito exhibe aspecto brechoide, com diferentes gerações de vênulas de quartzo conferindo-lhe tramas *stockwork* em pequena escala (Figura 6.15D).

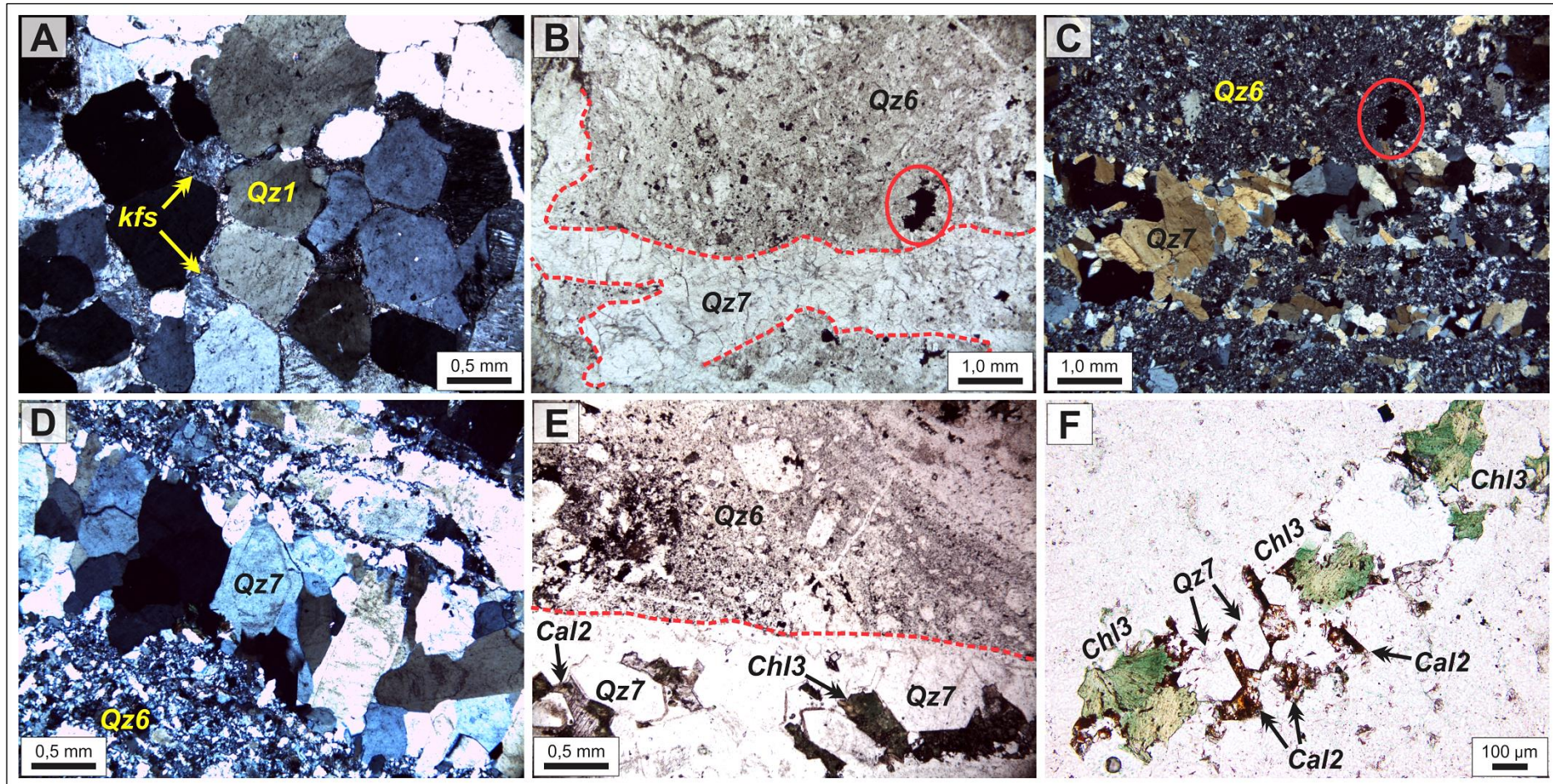
Figura 6.15 – Aspectos texturais mesoscópicos da silicificação no alvo Pista. A) Silicificação inicial em estilo pervasivo no feldspato alcalino granito (setas amarelas), com quartzo ocorrendo em bolsões coalescentes, e fissural marcado por vênulas com clorita 3 (*Chl3*) associada. B) Silicificação fissural contendo resquícios da rocha encaixante. C) Veio de quartzo leitoso maciço de silicificação mais intensa, sem resquícios da rocha encaixante. D) Diferentes gerações de vênulas de quartzo com pirita (*Py*) associada, conferindo padrões *stockwork* ao feldspato alcalino granito.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além de silicificação pervasiva, marcada pelo sobrecrescimento de quartzo hidrotermal no quartzo magmático (Qz1) (Figura 6.16A), neste estágio são observadas duas gerações de quartzo distintas: A primeira, assinalada por ocorrência de quartzo (Qz6) em bolsões, desenvolvendo microcristais e cristais anédricos, com extinção ondulante moderada, onde ocorrem, ainda, pirita (Py4) e esfalerita (Figuras 6.16B e 6.16C). E a segunda, reconhecida pela formação de vênulas tardias mono ou poliminerálicas de quartzo (Qz7) encaixadas em todos os litotipos, ou até mesmo os bolsões de quartzo (Qz6). Aqui o quartzo desenvolve cristais subédricos a euédricos, com formas hexagonais e terminações piramidais, mostrando aumento de granulação em direção ao centro das vênulas (Figura 6.16D). As vênulas poliminerálicas são compostas por quartzo  $\pm$  clorita (Ch13)  $\pm$  calcita (Ca12)  $\pm$  hematita (Figuras 6.16E e 6.16F). As variedades sulfetadas são ricas em pirita (Py4), com esfalerita, galena e calcopirita subordinadas.

Figura 6.16 – Aspectos microscópicos da silicificação. A) Silicificação pervasiva com cristais de quartzo magmático (Qz1) coalescentes subarredondados. Notar interstícios ocupados por restos de feldspato potássico (Kfs). (NC). B) Contato abrupto entre bolsão de quartzo microcristalino (Qz6) e vênula posterior com quartzo subédrico (Qz7). Notar a ocorrência de pirita (ex.: círculo vermelho) na porção de quartzo microcristalino. (NP). C) Fotomicrografia B com nicóis cruzados. D) Vênula monominerálica com quartzo (Qz7) exibindo formas hexagonais. (NC). E) Associação com quartzo (Qz7) + clorita (Chl3) + calcita (Cal2) compondo vênula alojada em bolsão de quartzo microcristalino. Notar o hábito piramidal dos cristais de quartzo. (NP). F) Microvênula tardia composta por quartzo, clorita e calcita. Observar impregnação de ferro nos cristais de calcita, resultando em cristais com tons escuros. (NP). (Fotomicrografias em luz transmitida)

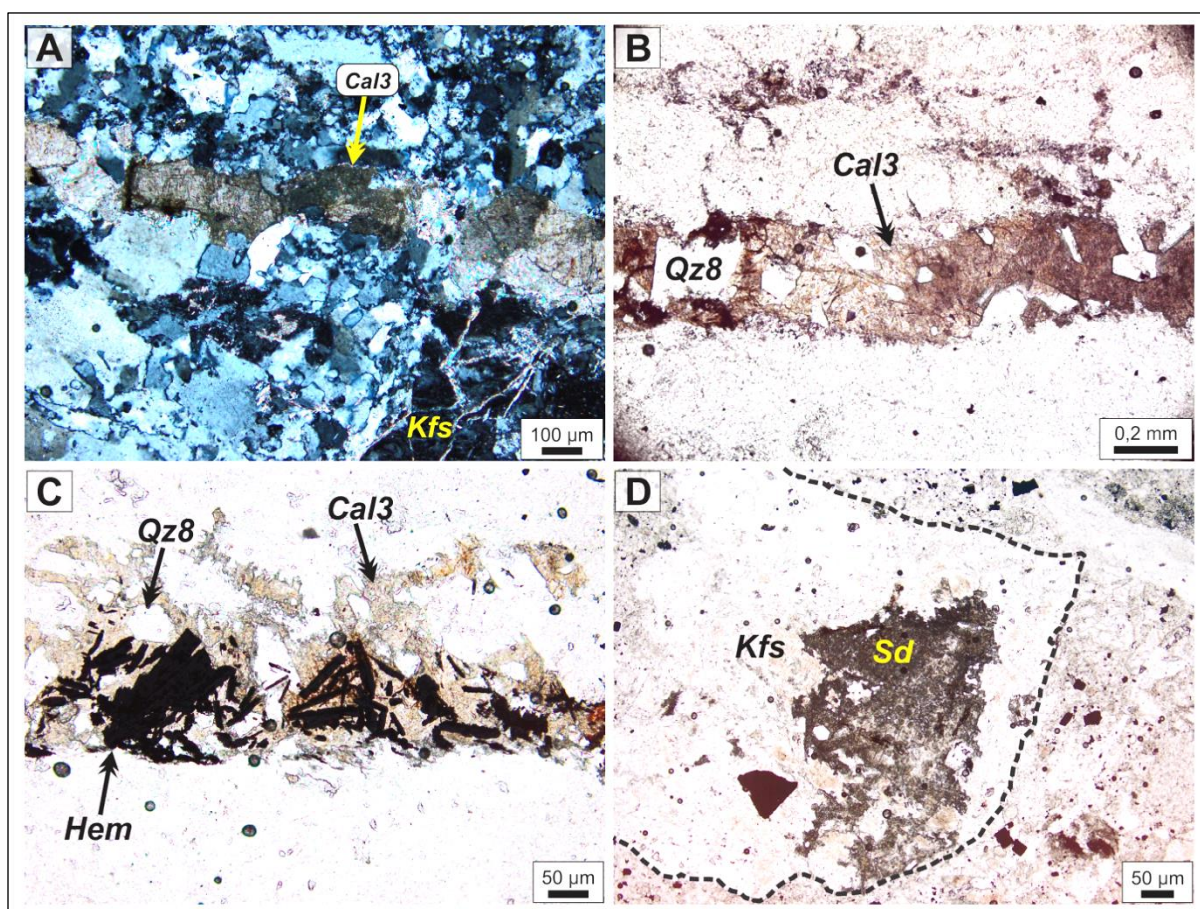


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.2.5 Carbonatação

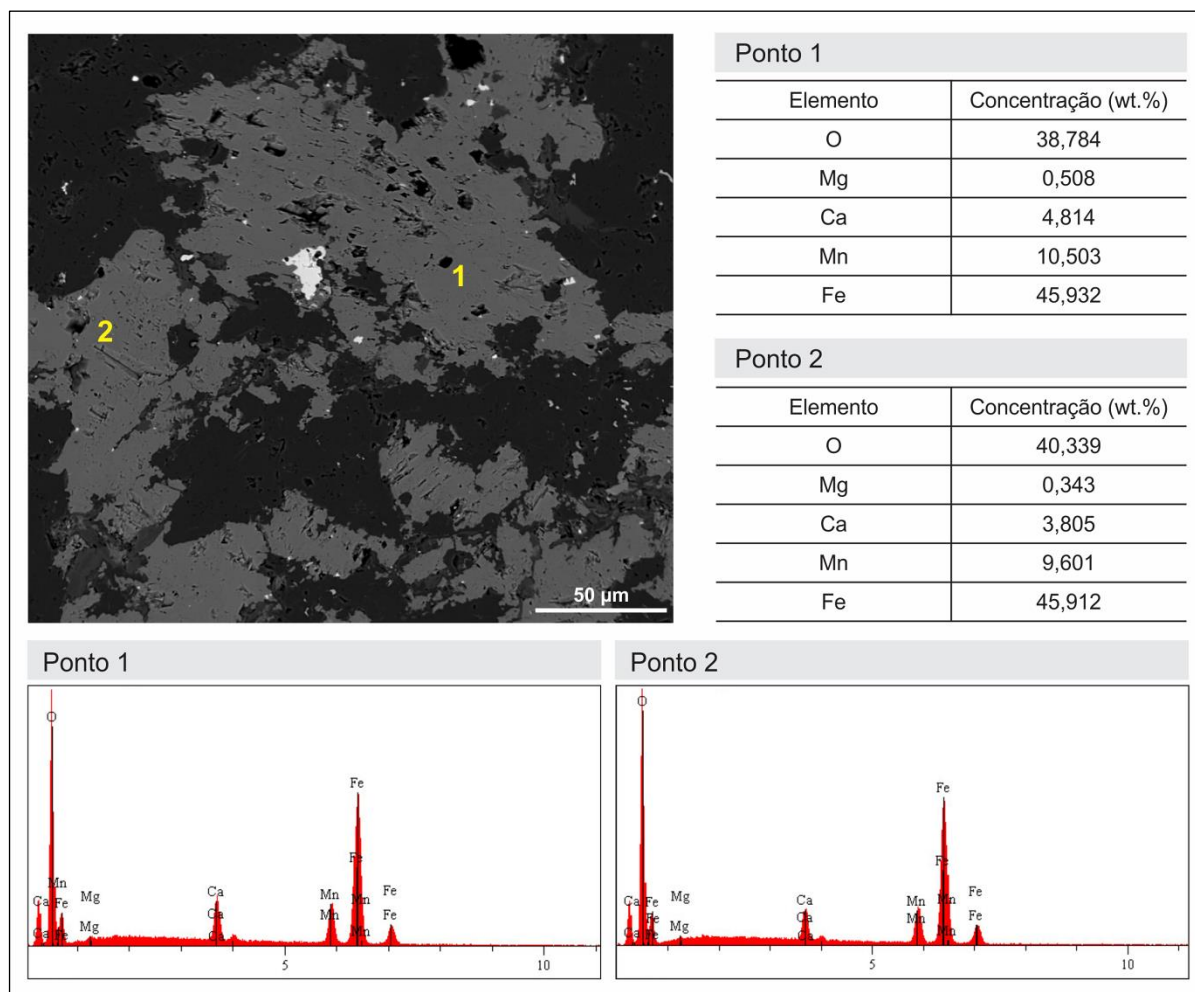
A carbonatação marca os estágios mais tardios do sistema hidrotermal do alvo Pista, ocorrendo no estilo fissural, como vênulas milimétricas de calcita (*Cal3*) tardias que cortam porções graníticas brechadas (Figura 6.17A) e veios de quartzo, onde se associa a quartzo (*Qz8*) e a hematita (Figuras 6.17B e 6.17C). No estilo pervasivo seletivo, está registrada na brecha hidrotermal, onde se observa intensa substituição dos fragmentos de cristais de feldspato potássico (Figura 6.17D). Análises de EDS nos carbonatos de estilo pervasivo permitiram identificar carbonatos ferrosos (siderita) enriquecidos em manganês, com concentrações entre 9,6 e 10,5% deste elemento (Figura 6.18).

Figura 6.17 – Aspectos texturais do estágio de carbonatação no alvo Pista. A) Microvênula de carbonato (*Cal3*) associada às porções brechoides do feldspato alcalino granito. (NC). B) Microvênula de calcita de cor marrom, com cristais de quartzo euédricos associados, encaixada em veio de quartzo. (NP). C) Associação entre calcita, hematita (*Hem*) e quartzo no estilo fissural. (NP). D) Fragmento de feldspato potássico (*Kfs*) intensamente alterado para siderita (*Sd*). (NP). (Fotomicrografias em luz transmitida).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.18 – Análises em MEV-EDS de carbonato ferroso, enriquecido em Mn, fase hidrotermal comum na brecha hidrotermal.

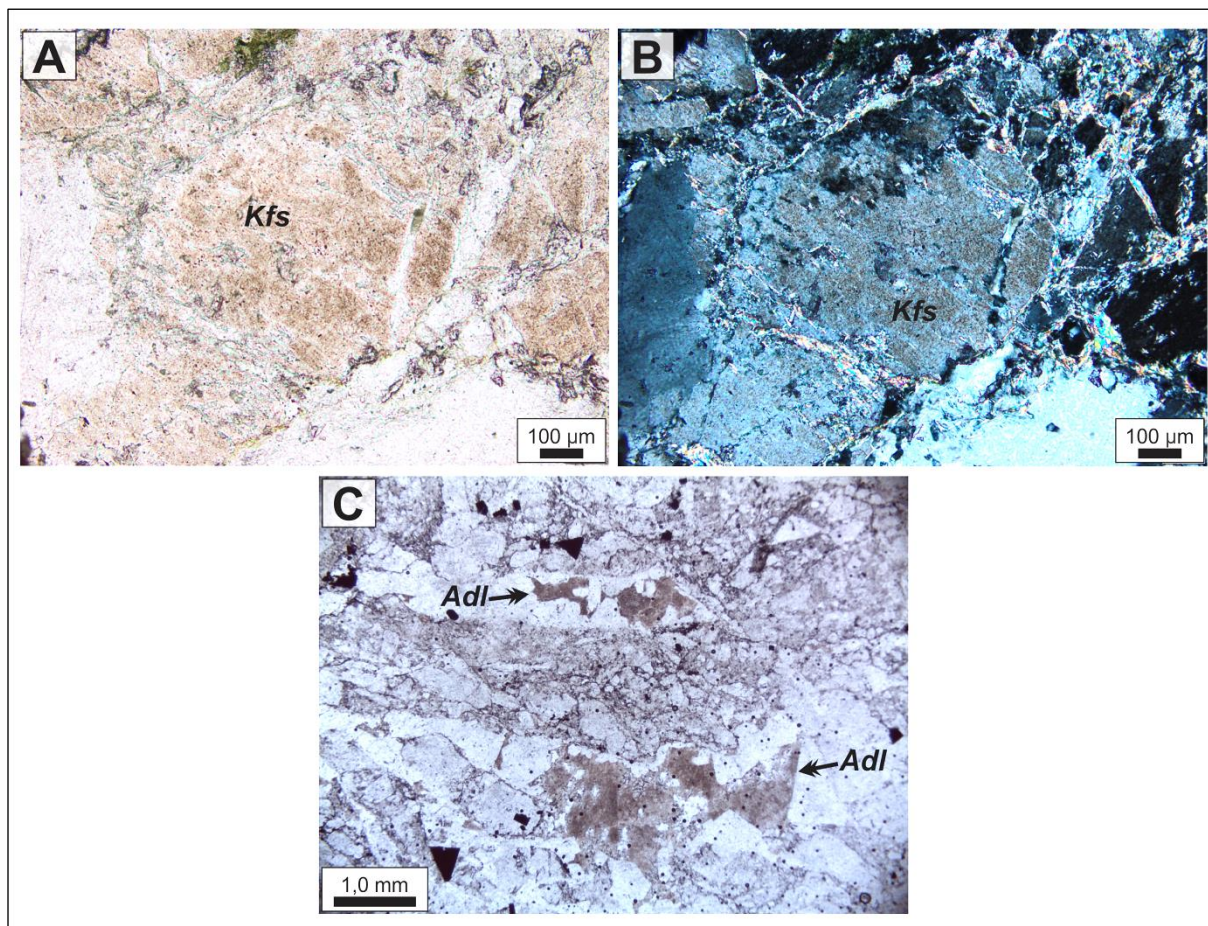


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.2.6 Argilização

Ocorre como estágio hidrotermal tardio, representado pela ocorrência de argilominerais em substituição parcial aos feldspatos em geral, conferindo a estes um aspecto turvo (Figuras 6.19A, 6.19B e 6.19C). Sua intensidade é maior em zonas onde a alteração sericítica é mais intensa, inclusive em zonas mineralizadas.

Figura 6.19 – Aspectos microscópicos da argilização. A) Cristal de feldspato potássico (*Kfs*) de zona sericitizada, exibindo aspecto turvo resultante da alteração para argilominerais. (NP). B) Imagem de A em nicóis cruzados. C) Zona fortemente sericitizada contendo microvênulas com cristais de adularia (*Adl*) fortemente argilizados. Notar seu aspecto turvo. (NP). (Fotomicrografias A, B e C – em luz transmitida)

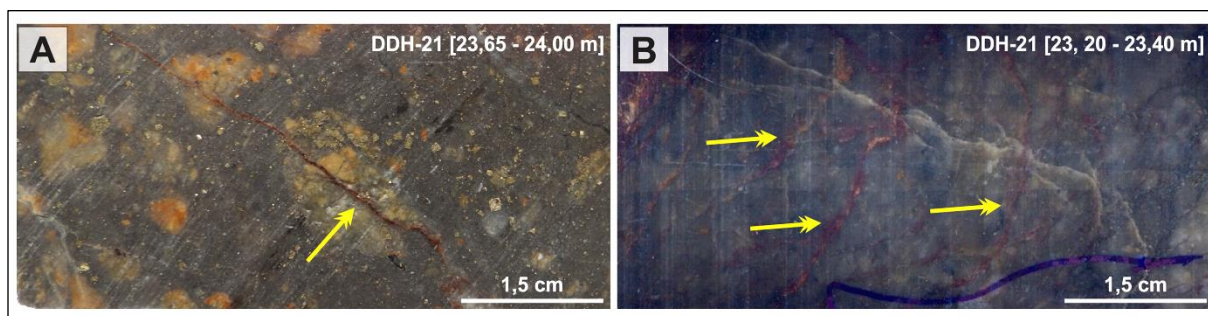


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.2.7 Hematitização

Ocorre como último evento hidrotermal. Corresponde à ocorrência de hematita no preenchimento de microfraturas no feldspato alcalino granito, na brecha hidrotermal e nos próprios veios de quartzo, nos quais pode seccionar porções mineralizadas (Figuras 6.20A e 6.20B). Estas relações permitem posicionar esta alteração em estágios finais do sistema hidrotermal no alvo Pista.

Figura 6.20 – Aspectos mesoscópicos da hematitização. A) Brecha hidrotermal com vênula de hematita cortando seus fragmentos (setas amarelas). B) Fraturas em veio de quartzo preenchidas por hematita (setas amarelas).

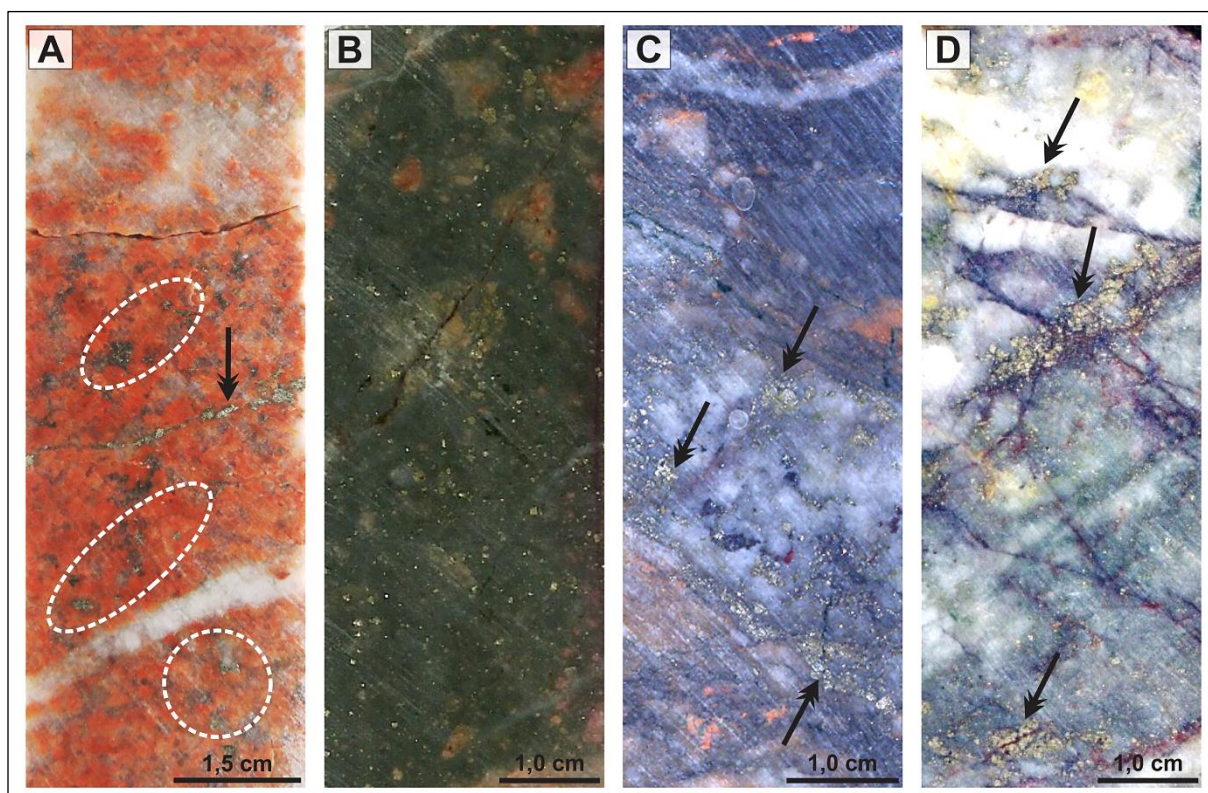


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.3 MINERALIZAÇÃO

Os estudos petrográficos mostraram que a mineralização sulfetada no alvo Pista ocorre nos estilos disseminado e fissural/venular, hospedando-se no feldspato alcalino granito, nas matrizes da brecha hidrotermal e do ignimbrito, sobretudo em zonas brechadas e nos veios de quartzo, nos quais se torna mais abundante (Figura 6.21). Relaciona-se espacial e temporalmente aos eventos de sericitização e silicificação, sendo representada por uma paragênese rica em pirita, com esfalerita comum, além de calcopirita e galena como produtos subordinados.

Figura 6.21 – Modos de ocorrência da mineralização sulfetada no alvo Pista. A) Microvênula de pirita (seta preta) e cristais disseminados (áreas circundadas) no feldspato alcalino granito levemente silicificado. B) Pirita (pontos brilhantes) em cristais euédricos de granulação fina a média disseminados na brecha hidrotermal. C) Agregados de cristais de pirita (setas pretas) relacionados a zonas de intensas sericitização e silicificação. D) Agregados de cristais de pirita em veios de quartzo.



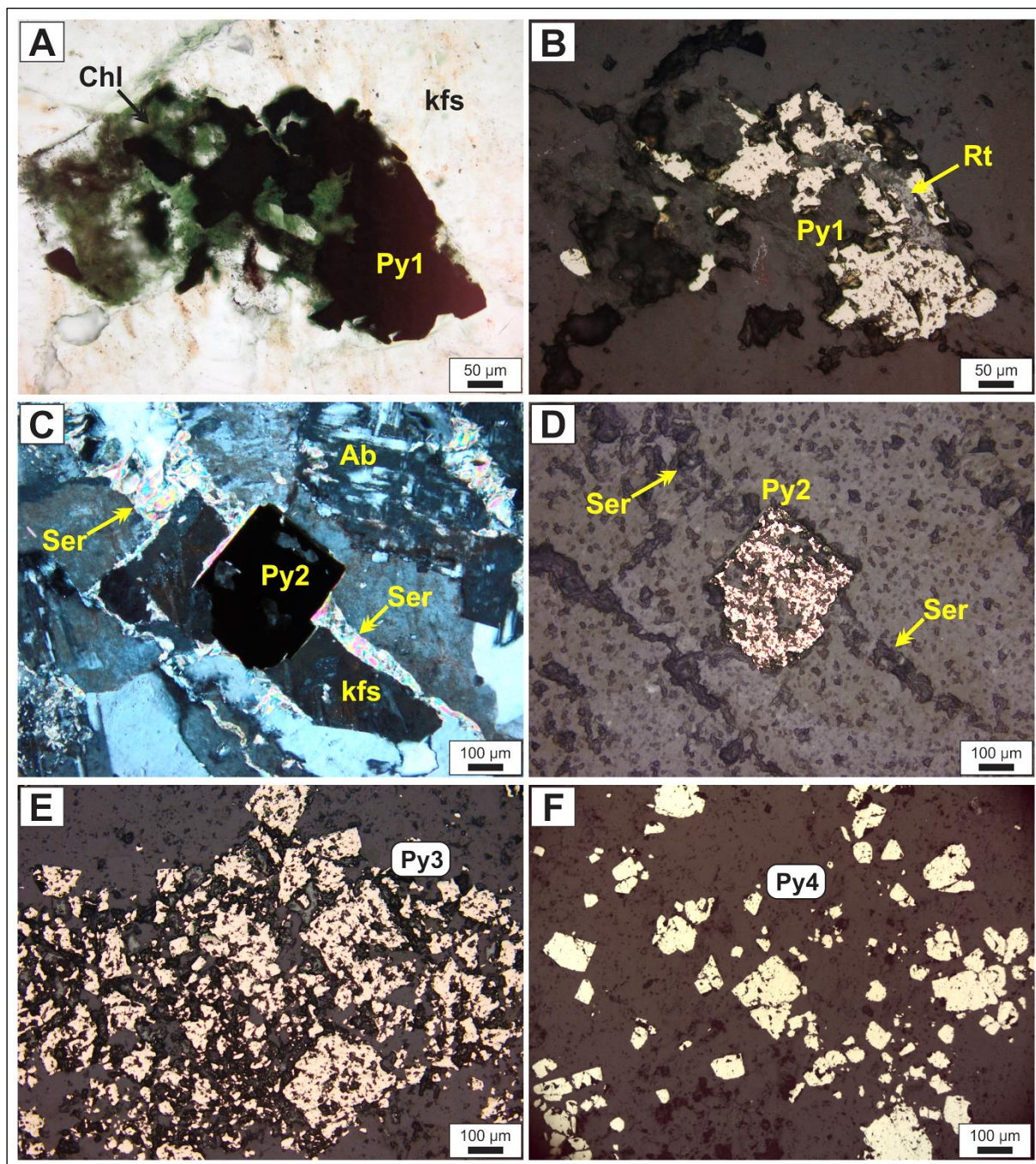
Fonte: Elaborado pelo autor.

A pirita é observada em ao menos quatro gerações. Além dos cristais relacionados à propilitização (pirita1) e sericitização (pirita2) (Figuras 6.22A, 6.22B, 6.22C e 6.22D), destacam-se a terceira geração, com pirita em agregados de cristais subédricos a euédricos, de granulação fina a média, relacionados a zonas de brechação, e os cristais da quarta geração, que ocorrem disseminados em bolsões e veios de quartzo, representando o principal estágio de mineralização do alvo (Figuras 6.22E e 6.22F).

Em linhas gerais, as análises em MEV permitiram a observação de cristais de pirita (pirita3 e pirita4) contendo abundantes inclusões de galena, ou ainda eventuais relações de substituição da pirita por este mineral (Figuras 6.23A e 6.23B). Além disso, foram observadas inclusões de calcopirita e cassiterita, subordinadas (Figuras 6.23C e 6.23D). Nos cristais de pirita relacionados à silicificação (pirita 4) foram observadas partículas de hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) inclusas ou livres nos veios de quartzo sulfetados, neste caso com concentrações de ouro de até 6,6% (Figuras 6.23E e 6.23F).

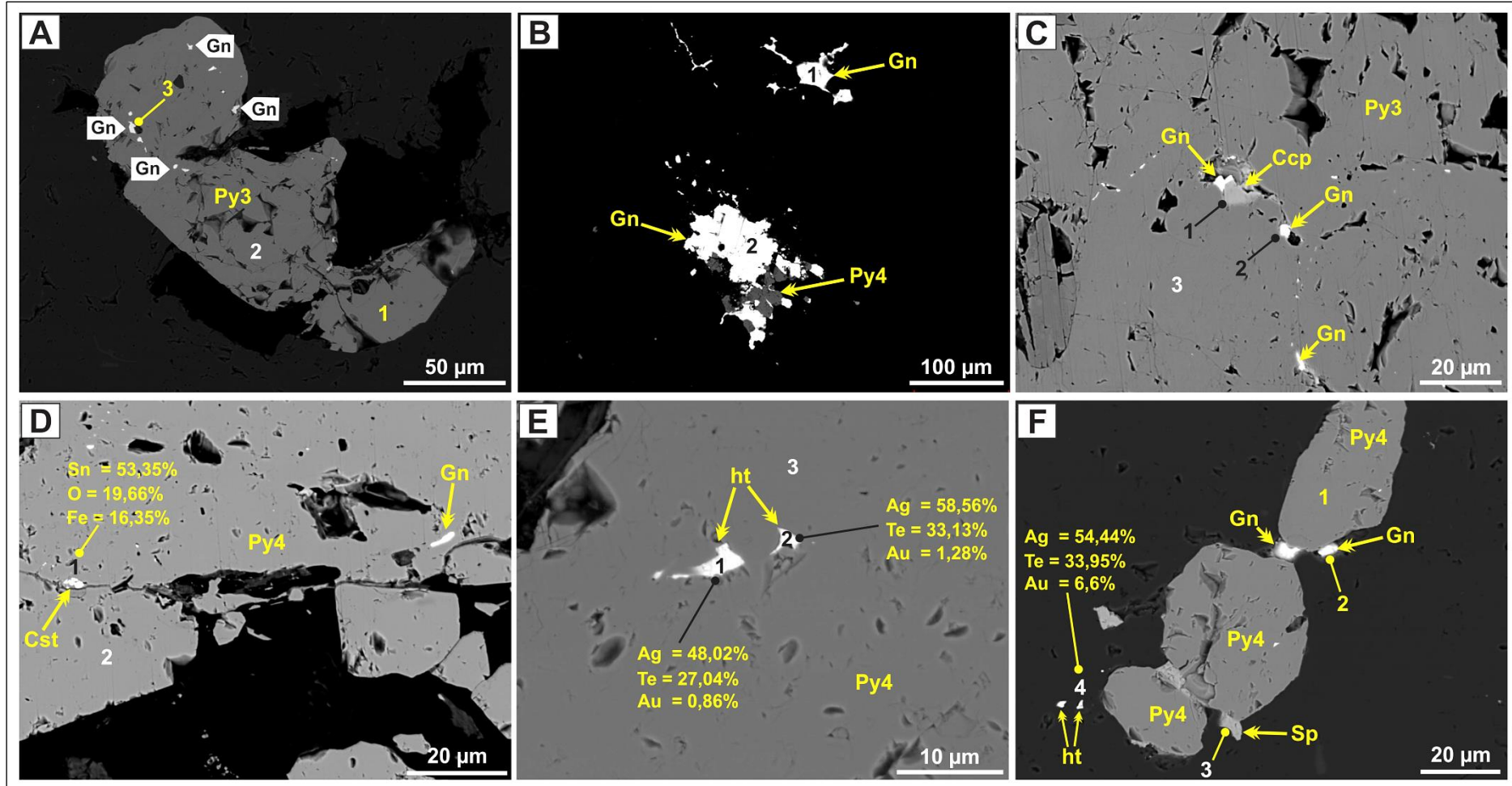
A figura 6.24 mostra os espectrogramas mais representativos para os cristais de pirita e fases associadas. Os espectros pertencem aos números em branco destacados na figura 6.23.

Figura 6.22 – Gerações de pirita, seus modos de ocorrência e associações. A) Pirita (*Py1*) associada a cristais de clorita (*Chl*) e rutilo (*Rt*) na alteração propilítica. (NP). B) Imagem de A sob luz refletida. B) Cristal cúbico de pirita (*Py2*) depositado em microvênula de sericita (*Ser*). (NC). D) Imagem de B sob luz refletida. E) Cristais de pirita (*Py3*) aglomerados ao longo de vênula de quartzo (*Qz5*) em zonas de intensa sericitização. F) Cristais de pirita (*Py4*) subédricos a euédricos disseminados em veios de quartzo (*Qz6*). (Fotomicrografias: A e C – Luz transmitida; B, D, E e F – Luz refletida)



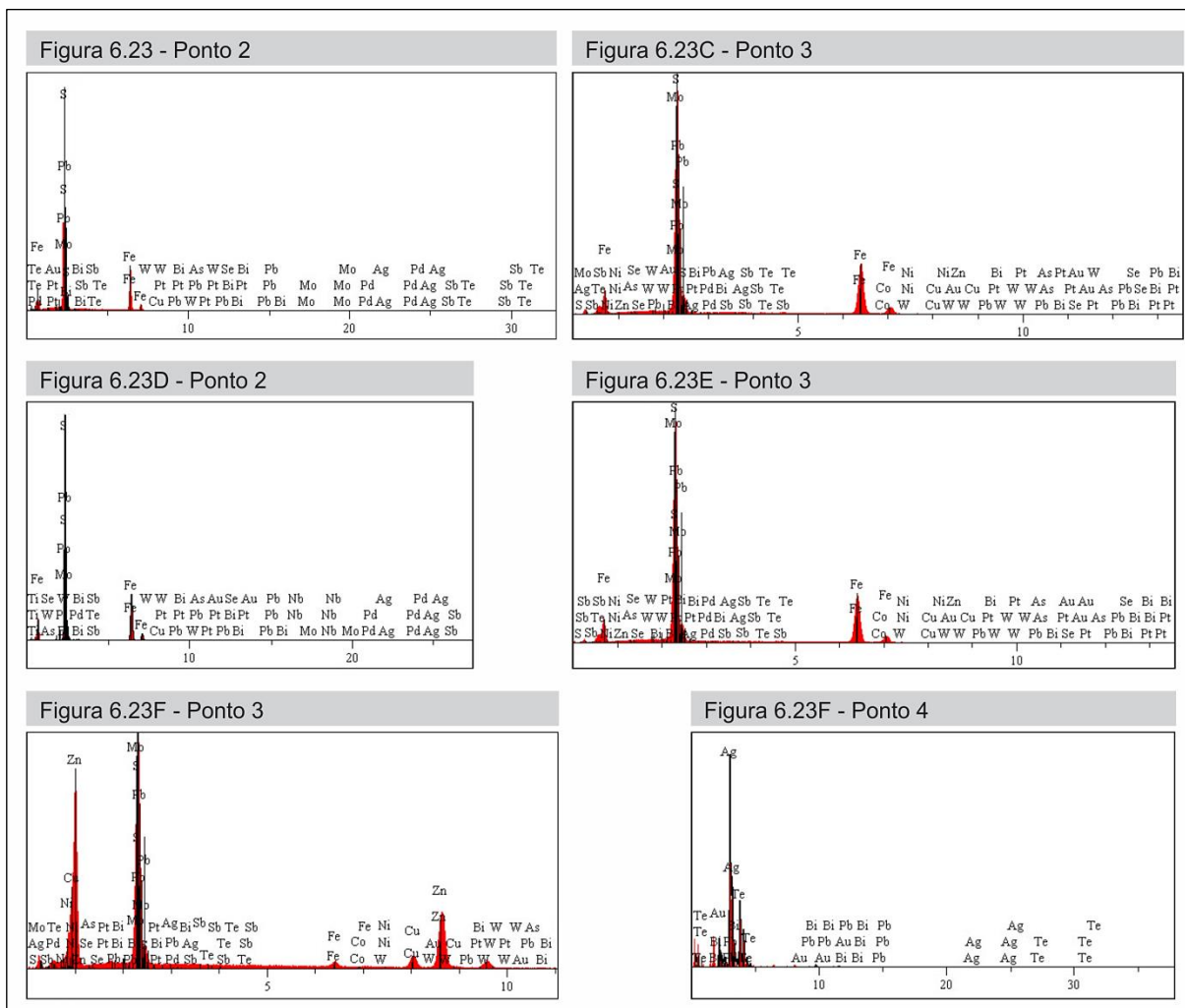
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.23 – Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) em MEV para pirita e fases relacionadas. A) Cristal de pirita de zona sericitizada (*Py3*) contendo diminutas inclusões de galena (*Gn*). B) Pirita relacionada à silicificação (*Py4*) intensamente substituída por galena. C) Pirita de zona sericitizada contendo inclusões de galena e calcopirita (*Ccp*). D) Pirita com cassiterita preenchendo microfratura. E) Micropartículas anédricas de hessita (*ht*) inclusas em cristal de pirita relacionado à silicificação. F) Cristais de pirita em veio de quartzo, com galena e esfalerita precipitadas em suas bordas. Notar a ocorrência de partículas livres de hessita. (Imagens de elétrons retroespalhados; Os números nas imagens referem-se a pontos analisados por EDS, com resultados mostrados no apêndice I. Os números em branco referem-se aos espectros mostrados na figura 6.24, a seguir.)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.24 – Espectros de EDS para as fases constituintes da mineralização mostradas na figura 6.23.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A esfalerita ocorre como cristais anédricos associados à pirita, dispersos na matriz do ignimbrito riolítico. No entanto, sua ocorrência mais importante dá-se nos veios e bolsões de quartzo, desenvolvendo cristais de granulação média a grossa, anédricos, semiopacos, por vezes com diminutas inclusões de calcopirita e bordas substituídas por galena (Figuras 6.25A e 6.25B).

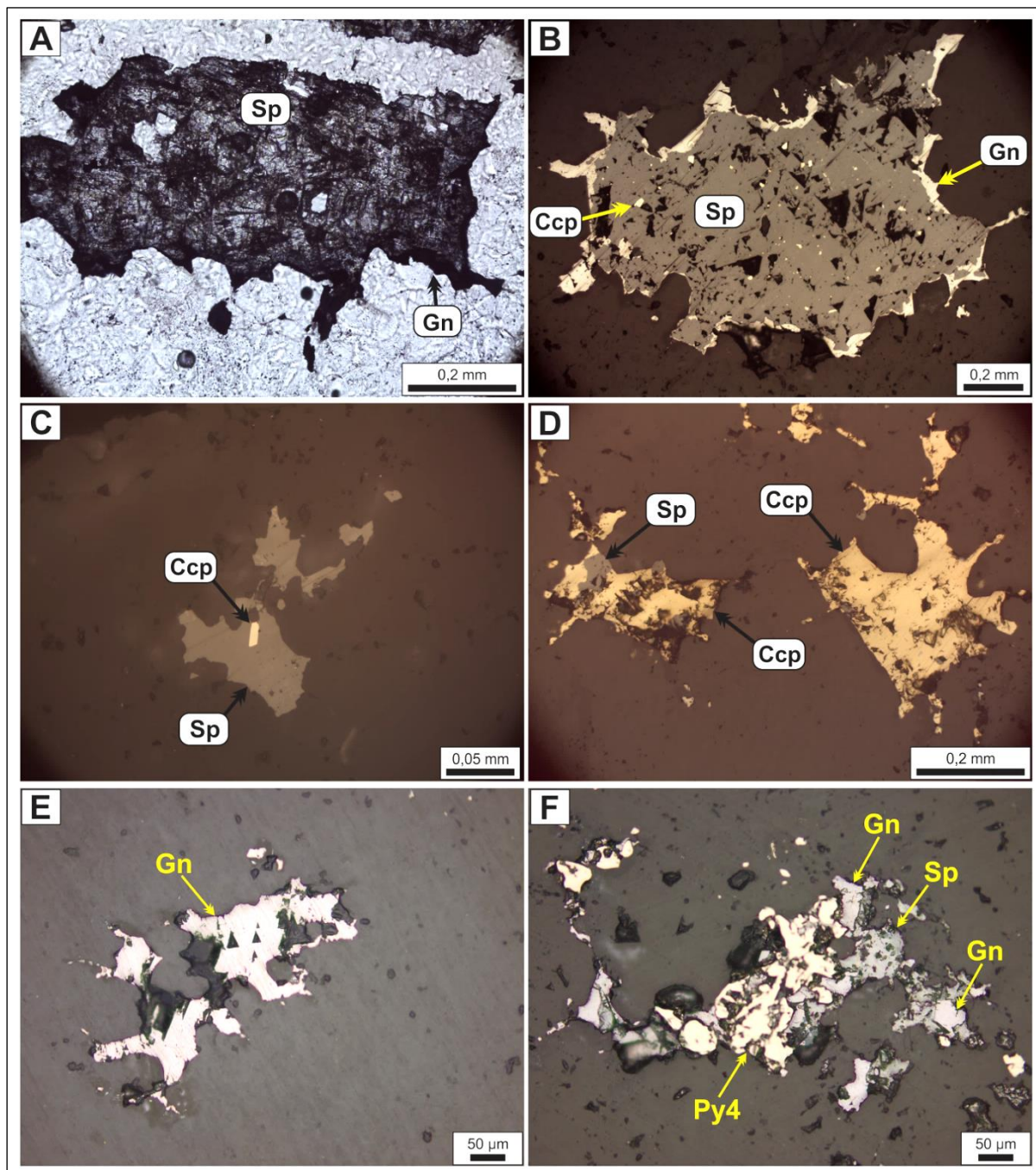
Embora em concentrações muito subordinadas, calcopirita e galena também compõem a paragênese do minério. A calcopirita é observável somente em microscópio, além de inclusões na esfalerita, pode formar cristais anédricos, de granulação muito fina (<0,5 mm) disseminados nos veios de quartzo (Qz6), sempre relacionados à esfalerita (Figuras 6.25C e 6.25D). A galena ocorre como fase final da mineralização sulfetada, tanto como cristais livres em veios de quartzo, como em associação à esfalerita e pirita (Figuras 6.25E e 6.25F).

Por meio de análises por EDS, foram caracterizados cristais de esfalerita com baixas concentrações de Fe, variando de 0,22 a 4,03%, resultados que explicam o seu caráter semiopaco e a ausência de reflexos internos em seus cristais. Dentre os sulfetos, a esfalerita é a fase que possui os maiores teores de Au, variando de 1,5 a 3,25%. (Figuras 6.256 e 6.26B). Nas variedades não associadas à calcopirita, os teores de Cu variam entre 6,39 e 8,67%.

A galena ocorre tardiamente em relação aos outros sulfetos, como preenchimento de microfraturas na pirita e esfalerita, ou mesmo nas bordas desses minerais, sugerindo formação a partir de substituição dos mesmos (Figuras 6.26C e 6.26D). Dentre os sulfetos, é o que apresenta os menores teores de Au, variando entre 0,2 e 1,3% (Análises por EDS no Apêndice II). Alguns cristais analisados em MEV, no entanto, apresentam teores baixos de S e Pb, com valores entre 2,6 e 7,8% e entre 55,7 e 65,8%, respectivamente, além de, enriquecimento em Mo e As, com teores entre 13,64 e 17,93% e entre 6,91 e 10,14%, respectivamente, sugerindo outras possíveis fases minerais de Pb (p. ex.: wulfenita –  $\text{PbMoO}_4$ ; mimenita –  $\text{Pb}(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$ ).

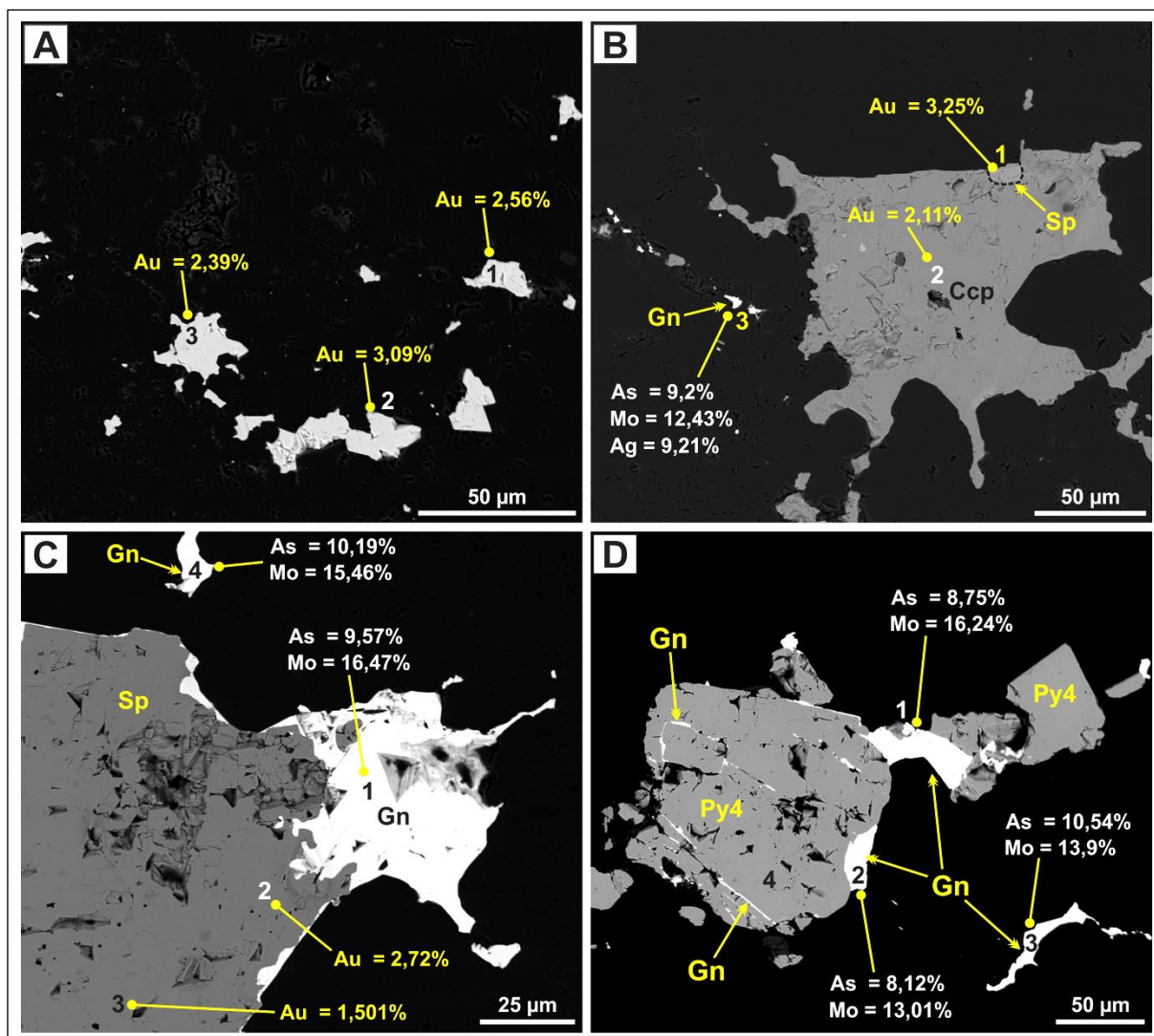
A figura 6.27 mostra os espectrogramas referentes aos números em branco destacados na figura 6.26.

Figura 6.25 – Aspectos texturais de esfalerita, calcopirita e galena. A) Cristal anédrico de esfalerita semiopaco, com bordas transformadas para galena. (NP). B) Esfalerita com finas inclusões de calcopirita (Ccp) e bordas substituídas por galena. C) Cristal de calcopirita (Ccp) incluído em esfalerita (Sp) anédrica. D) Cristais anédricos de calcopirita, associados ou não à esfalerita. E) Cristal de galena livre em veio de quartzo, exibindo feições triangulares típicas. F) Substituição parcial de pirita e esfalerita por galena. (Fotomicrografias: A – Luz transmitida; B, C, D, E, F – Luz refletida)



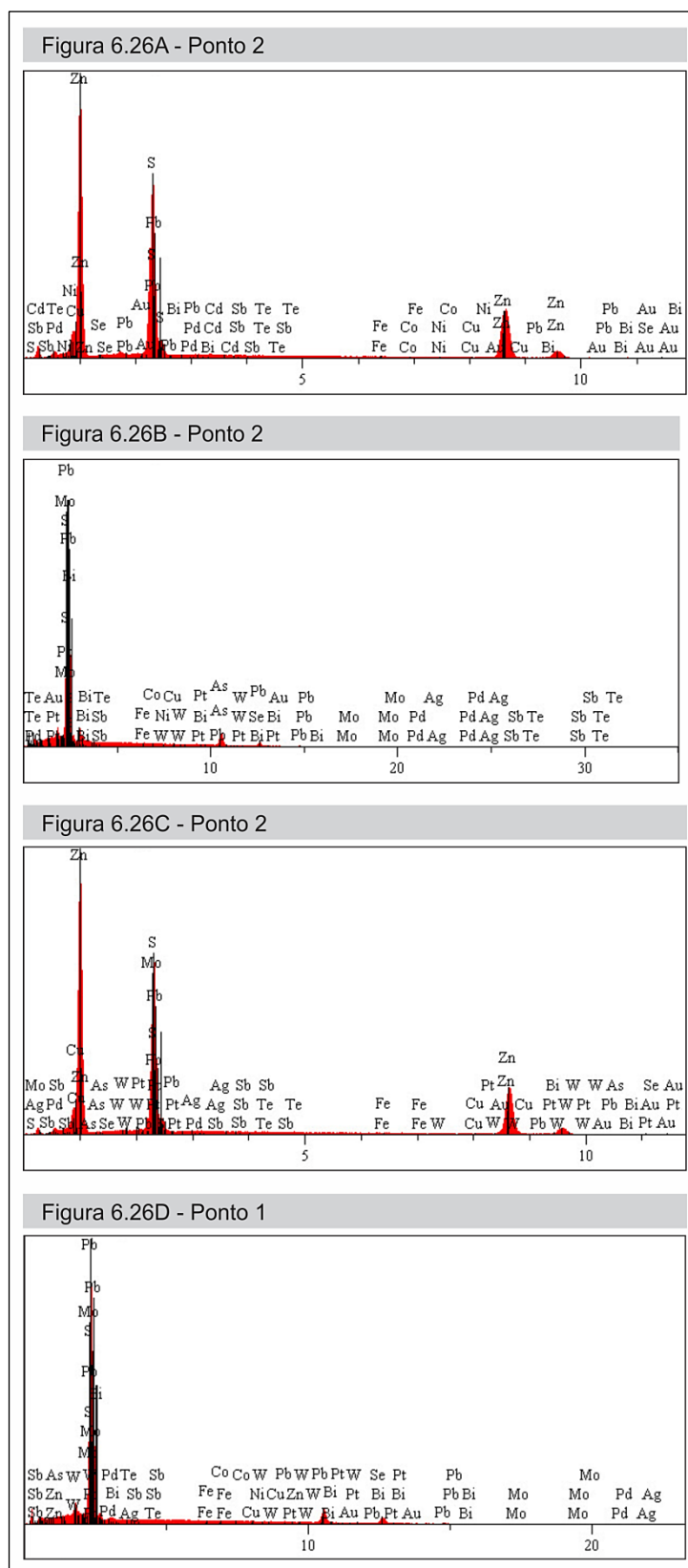
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.26 – Imagens de elétrons retroespalhados em MEV para fases sulfetadas do alvo Pista. A) Cristais anédricos de esfalerita com concentrações de Au entre 2,39 e 3,09%. B) Cristal anédrico de calcopirita (Ccp) com concentração de Au em 2,11% e resquício de esfalerita (Sp) na borda (linha tracejada), com concentração de Au de 3,25%. Notar partículas de galena enriquecidas em Mo, As e Ag (Ponto 3). C) Galena bordejando cristal de esfalerita. Notar concentrações significativas de Mo e As nos cristais de galena (pontos 1 e 4). D) Cristal de pirita substituído parcialmente e com microfraturas preenchidas por galena. (Fotomicrografias: A, B, C e D – Imagens de elétrons retroespalhados. Os números nas imagens referem-se a pontos analisados por EDS, com resultados mostrados no apêndice II. Os números em branco referem-se aos espectros mostrados na figura 6.27, a seguir.)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.27 – Espectros de EDS para as fases constituintes da mineralização mostradas na figura 6.26.



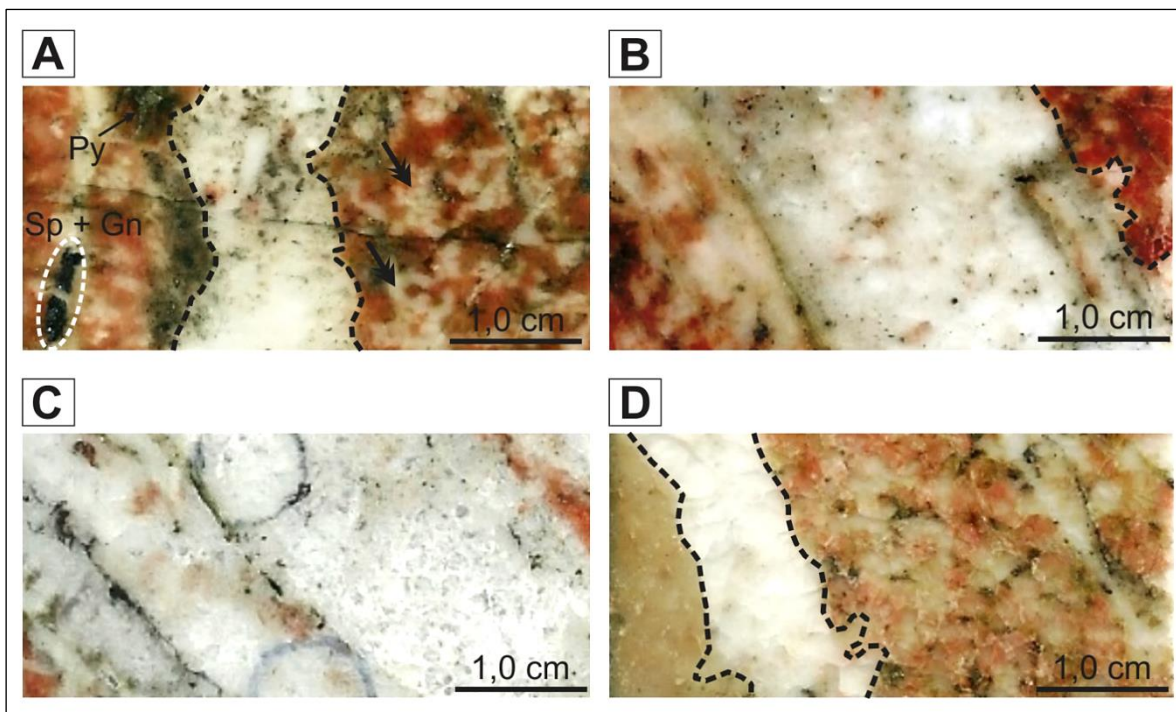
Fonte: Elaborado pelo autor.

## 6.4 INCLUSÕES FLUIDAS

### 6.4.1 Aspectos gerais

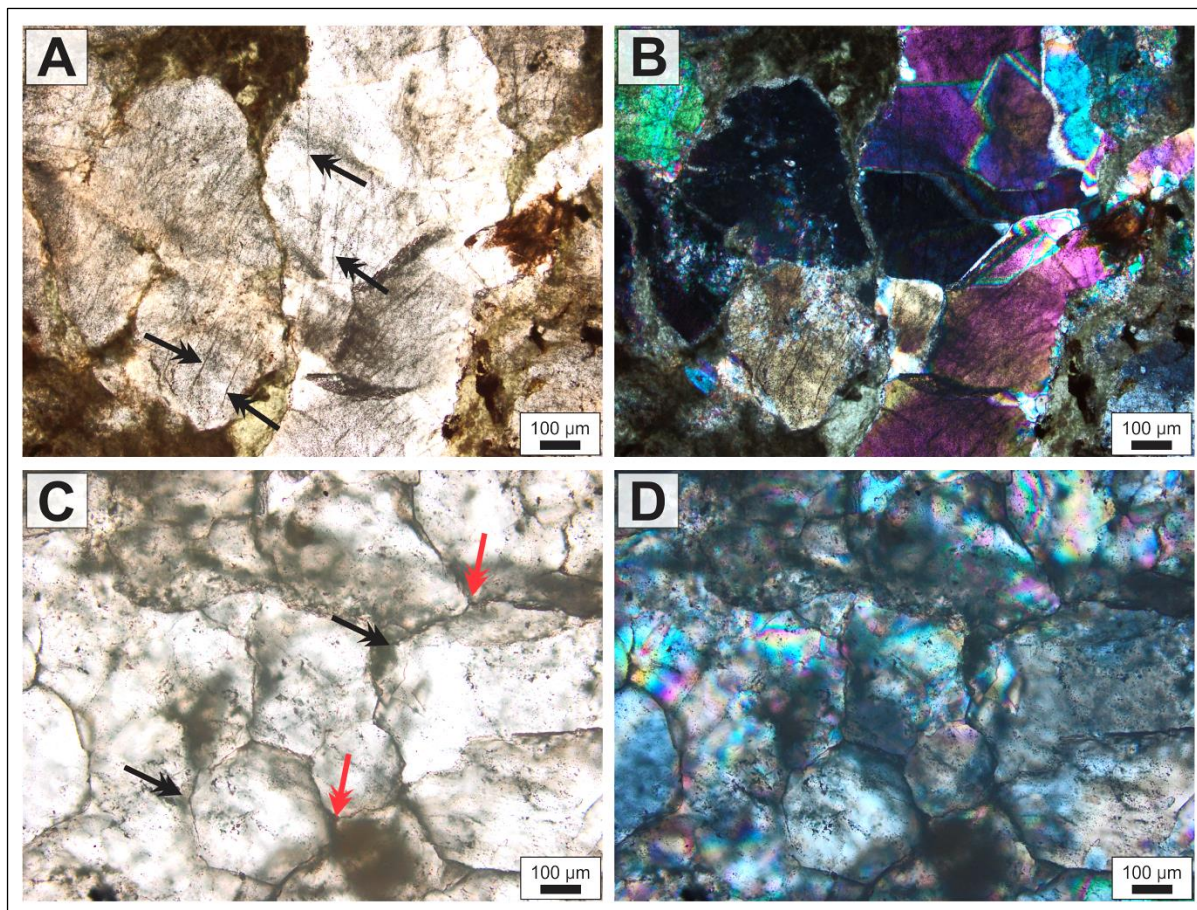
O estudo de inclusões fluidas foi realizado em cristais de quartzo relacionados a bolsões e veios ou vênulas, contendo ou não fases sulfetadas (ex.: pirita, esfalerita e galena), encaixados principalmente no feldspato alcalino granito, subordinadamente na brecha hidrotermal e no Ignimbrito riolítico (Figura 6.28). Estes cristais são normalmente subédricos a euédricos ou subarredondados, podendo exibir formas hexagonais e contatos retos entre si (Figura 6.29). Além disso, não possuem feições texturais sugestivas de deformação (ex.: extinção ondulante forte e recristalização). Neste sentido, é possível correlacionar estes cristais às gerações de silicificação pervasiva e de quartzo<sup>7</sup>, descritas no item 6.2.

Figura 6.28 – Seções bipolidas de algumas amostras estudadas. A) Vênula de quartzo cortando feldspato alcalino granito (linhas tracejadas) com ocorrências de pirita (Py), esfalerita (Sp) e galena (Gn). As setas pretas indicam bolsões de quartzo relacionados à silicificação pervasiva. B) Vênula de quartzo alojada em feldspato alcalino granito. C) Veio de quartzo não mineralizado, com aspecto leitoso. D) Vênula de quartzo não mineralizada (linhas tracejadas) encaixada no contato do feldspato alcalino granito (à direita) com o ignimbrito (à esquerda).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.29 – Aspectos texturais dos cristais de quartzo hospedeiros das inclusões fluidas. A) Cristais subédricos com feições subarredondadas contendo trilhas intragranulares de inclusões fluidas (setas pretas). (NP). B) Imagem A em nicóis cruzados. C) Cristais de quartzo com formas hexagonais (setas pretas) formando contatos retos entre si, por vezes com pontos tríplices (setas vermelhas). (NC). D) Imagem C em nicóis cruzados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 6.4.2 Petrografia das inclusões fluidas

Para a classificação das inclusões, foram utilizados critérios como: natureza das inclusões (aquosas, aquocarbônicas e carbônicas), número de fases em temperatura ambiente (monofásicas, bifásicas e trifásicas), distribuição (em fraturas, trilhas, grupamentos e isoladas), morfologia (formas poligonais, arredondadas, elipsoidais) e tamanho. Assim, foram descritos quatro tipos de inclusões:

Tipo 1: Aquosas monofásicas

Tipo 2: Aquosas bifásicas

Tipo 3: Aquocarbônicas (bifásicas e trifásicas)

Tipo 4: Carbônicas monofásicas

#### 6.4.2.1 Tipo 1: Aquosas monofásicas

Ocorrem principalmente associadas às inclusões do tipo 2, constituindo trilhas intra- e transgranulares e menos frequentemente grupamentos aleatórios. Exibem formas subarredondadas, irregulares e em gotículas. Geralmente, possuem dimensões menores em relação aos outros tipos de inclusões, variando entre 3 e 5  $\mu\text{m}$ .

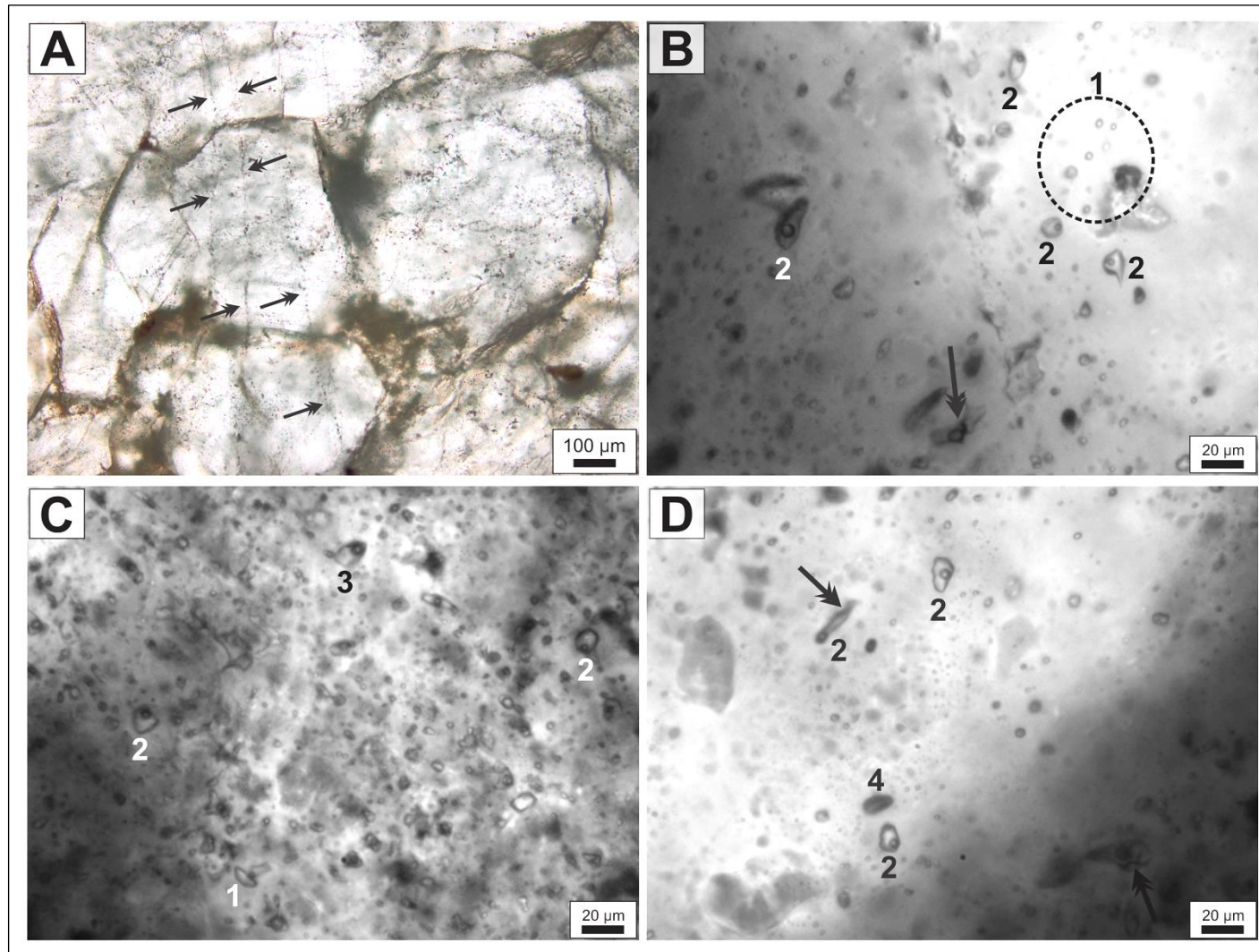
#### 6.4.2.2 Tipo 2: Aquosas bifásicas

Correspondem às inclusões mais abundantes nas amostras descritas. Ocorrem como grupamentos, trilhas intragranulares (pseudosecundárias) e transgranulares (secundárias), raramente de forma isolada. É comum sua associação a inclusões aquocarbônicas (tipo 3) quando em trilhas pseudosecundárias e grupamentos aleatórios, indicando contemporaneidade no aprisionamento. Exibem formas predominantemente poligonais e subarredondadas, e tamanho entre 3 e 10  $\mu\text{m}$ , com raros exemplares chegando a 14 e 16  $\mu\text{m}$ . As inclusões em trilhas transgranulares possuem tamanho menor que 5  $\mu\text{m}$  e são, quase sempre, subarredondadas (Figura 6.30).

Quanto ao grau de preenchimento (F), registram-se valores em média de 0,70, com raras inclusões com F entre 0,50 e 0,60. Feições de vazamento/estrangulamento são raras, sendo observáveis apenas em inclusões maiores que 12  $\mu\text{m}$ , presentes em grupamentos aleatórios. Inclusões com essas feições foram evitadas durante a microtermometria.

É comum a ocorrência de grupamentos aleatórios nos quais se verifica a coexistência de inclusões aquosas bifásicas e monofásicas, aquocarbônicas e carbônicas em um mesmo cristal hospedeiro. Nestes casos o estabelecimento de relações temporais entre os tipos de inclusões foi inviável.

Figura 6.30 – Inclusões aquosas bifásicas (Tipo 2). A) Cristais de quartzo contendo trilhas transgranulares de inclusão do tipo 2 (setas pretas). B) Inclusões do tipo 2 associadas a inclusões aquosas monofásicas (tipo 1) (área circundada). A seta preta indica inclusão com feição de estrangulamento. C) Grupamento contendo inclusões do tipo 2, com formas subarredondadas e alto grau de preenchimento. Notar a ocorrência de inclusão do tipo 3. D) Inclusões do tipo 2 poligonais isoladas, com ocorrência de inclusão carbônica (4). As setas pretas indicam feição de estrangulamento.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 6.4.2.3 Tipo 3: Aquocarbônicas (bifásicas e trifásicas)

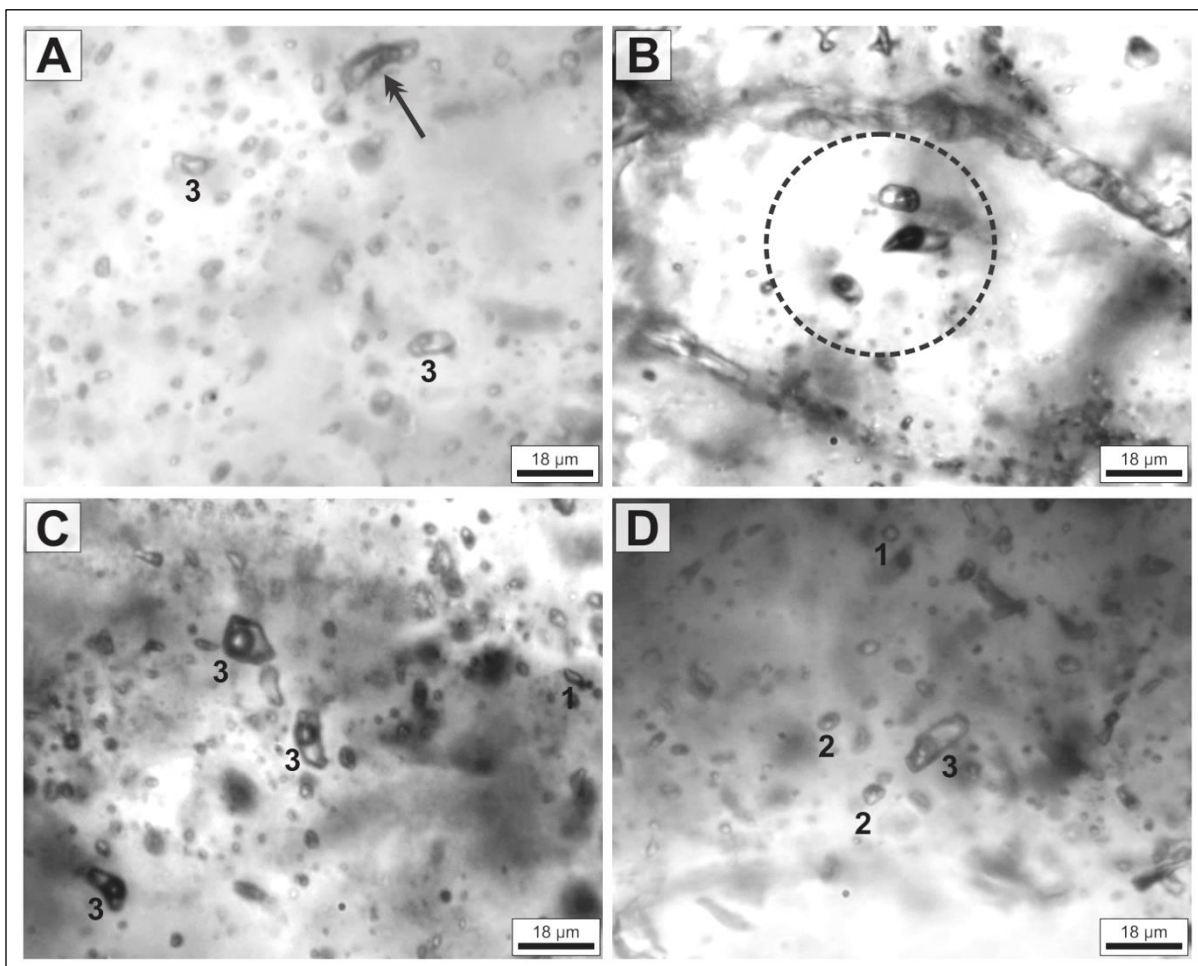
Constituem o segundo tipo mais abundante, no entanto são bem menos comuns que as inclusões do tipo 2. Ocorrem em grupamentos aleatórios e trilhas transgranulares (pseudosecundárias), onde se associam a inclusões aquosas bifásicas. Podem aparecer de forma isolada em porções centrais dos cristais de quartzo, sugerindo caráter primário. Exibem formas poligonais, irregulares e elipsoidais. Possuem tamanho entre 6 e 10  $\mu\text{m}$ , com exemplares podendo medir entre 14 e 18  $\mu\text{m}$ . As variedades trifásicas são mais raras, ocorrem isoladamente ou associadas as inclusões dos tipos 1 e 2, e possuem formas retangulares e quadradas (Figura 6.31).

A fase carbônica ocupa entre 40 e 50% da cavidade. Em algumas inclusões este valor pode alcançar 80%. Feições de vazamento/estrangulamento são bastante comuns em inclusões maiores que 10  $\mu\text{m}$ .

#### 6.4.2.4 Tipo 4: Carbônicas

Representam o tipo mais raro descrito. Ocorrem de forma isolada ou em grupamentos aleatórios juntamente com as inclusões dos tipos 1, 2 e 3. Apresentam-se monofásicas em temperatura ambiente. Exibem formas irregulares ou elipsoidais, com tamanho médio de 6  $\mu\text{m}$ .

Figura 6.31 – Inclusões aquocarbônicas (Tipo 3). A) Inclusões aquocarbônicas trifásicas (3) em temperatura ambiente. A seta preta indica inclusão aquocarbônica com sinais de vazamento. B) Grupamento de inclusões aquocarbônicas (3) com formas poligonais e elipsoidais (área circundada). C) Inclusões aquocarbônicas (3) associadas a grupamento de inclusões aquosas mono- (1) e bifásicas. D) Inclusão aquocarbônica trifásica (3) coexistindo com inclusões aquosas bifásicas (2) e monofásica (1).



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.4.3 Microtermometria

Em virtude dos recorrentes problemas técnicos e estruturais ocorridos no laboratório de inclusões fluidas/microtermometria, tais como: não funcionamento da platina, fornecimento irregular de nitrogênio, constantes quedas de energia elétrica e paralisação temporária do laboratório para reformas, a etapa de análise microtermométrica foi bastante comprometida. Desse modo, os dados aqui apresentados possuem caráter preliminar e não nos permitem aprofundamento nas discussões acerca dos processos aos quais foram submetidos os fluidos estudados.

Das quatorze lâminas descritas, apenas três foram analisadas, totalizando 166 inclusões analisadas. As inclusões menores que 4  $\mu\text{m}$  foram descartadas, pois seus tamanhos não permitiram observações adequadas. Além destas, inclusões com sinais de vazamento ou estrangulamento também foram preteridas, haja vista que, possivelmente suas medidas refletiriam processos pós-aprisionamento. As inclusões aquosas monofásicas (tipo 1) e carbônicas (tipo 4) não reagiram aos ciclos de resfriamento.

#### 6.4.3.1 Inclusões aquosas bifásicas (Tipo 2)

Para este tipo de inclusão foram obtidas as seguintes propriedades: temperatura de fusão do gelo, salinidade, densidade e temperatura de homogeneização. Foram analisados grupamentos aleatórios, inclusões isoladas e em trilhas intragranulares.

O ponto eutético, propriedade muito difícil de ser percebida, não pôde ser observada neste estudo. A temperatura de fusão do gelo mostra valores entre -6,4 e -0,1°C, com moda entre -5,0 e -4,0°C. Há ainda pico significativo no intervalo de -1,0 e -0,1°C (Figura 6.32A).

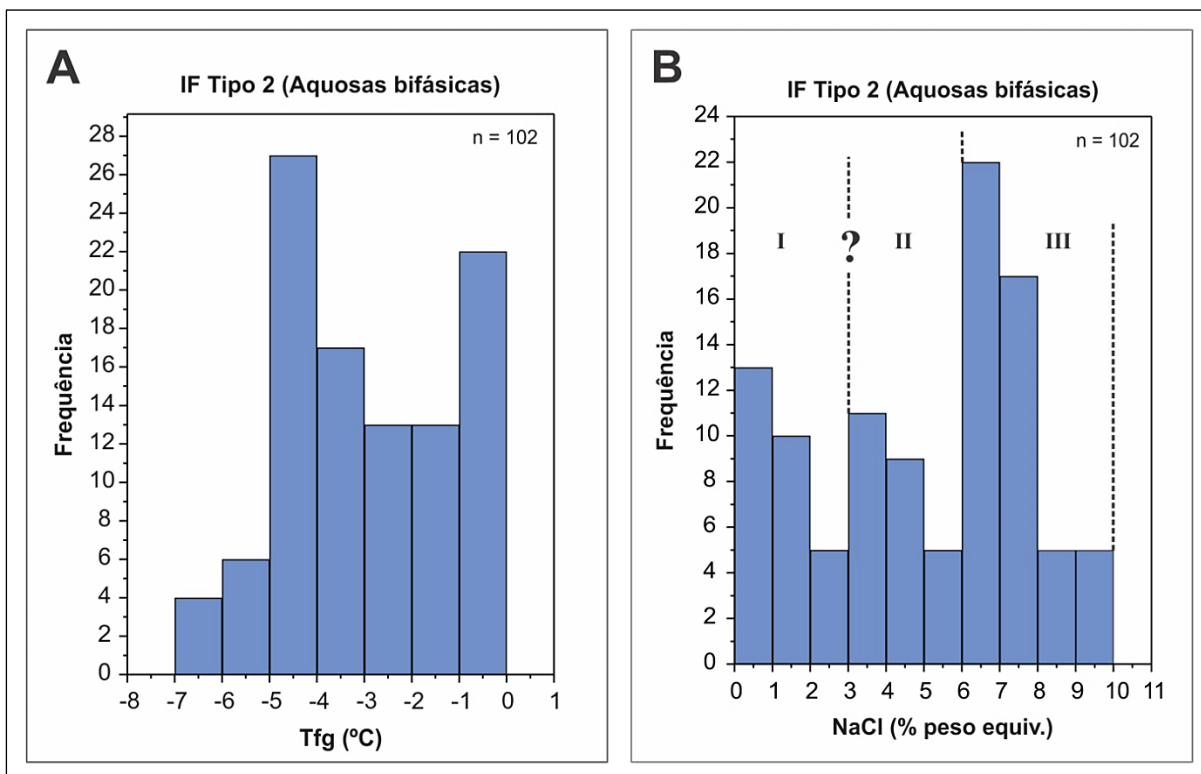
A salinidade foi obtida a partir das temperaturas de fusão do gelo, segundo Bodnar (1992). Seus valores são mensurados em % peso equivalente de NaCl e mostram variação entre 0,2 e 9,7. No entanto, é possível perceber três picos principais (Figura 6.32B), sugerindo a presença de três populações distintas: (I) população de menor salinidade, entre 0,2 e 3,0, que normalmente ocorrem em grupamentos próprios isolados e possuem formas sub- a arredondadas, com tamanho entre 4 e 6  $\mu\text{m}$ ; (II) população de salinidade intermediária, entre 3,0 e 6,0%,

comumente associada às inclusões de maior salinidade e inclusões do tipo 3; e (III) população de maior salinidade, acima de 6,0%, que ocorrem, ou em grupamentos associadas a inclusões do tipo 3, ou ainda com inclusões de salinidades intermediárias.

A homogeneização dessas inclusões ocorreu sempre no estado líquido e em amplo intervalo de temperatura, entre 126 e 341°C. No entanto, na figura 6.33A nota-se um pico que varia entre temperaturas próximas de 200 e 325°C. No diagrama da Figura 6.33B, que relaciona temperatura de homogeneização (Th) e salinidade (NaCl), é possível visualizar melhor a definição das três populações diferentes quanto à salinidade, mencionadas no histograma da figura 6.32B. No entanto, há necessidade da geração de mais dados de temperatura de homogeneização (Th) para melhor definição dessas populações, sobretudo para as inclusões que compõem a população II, de salinidade intermediária.

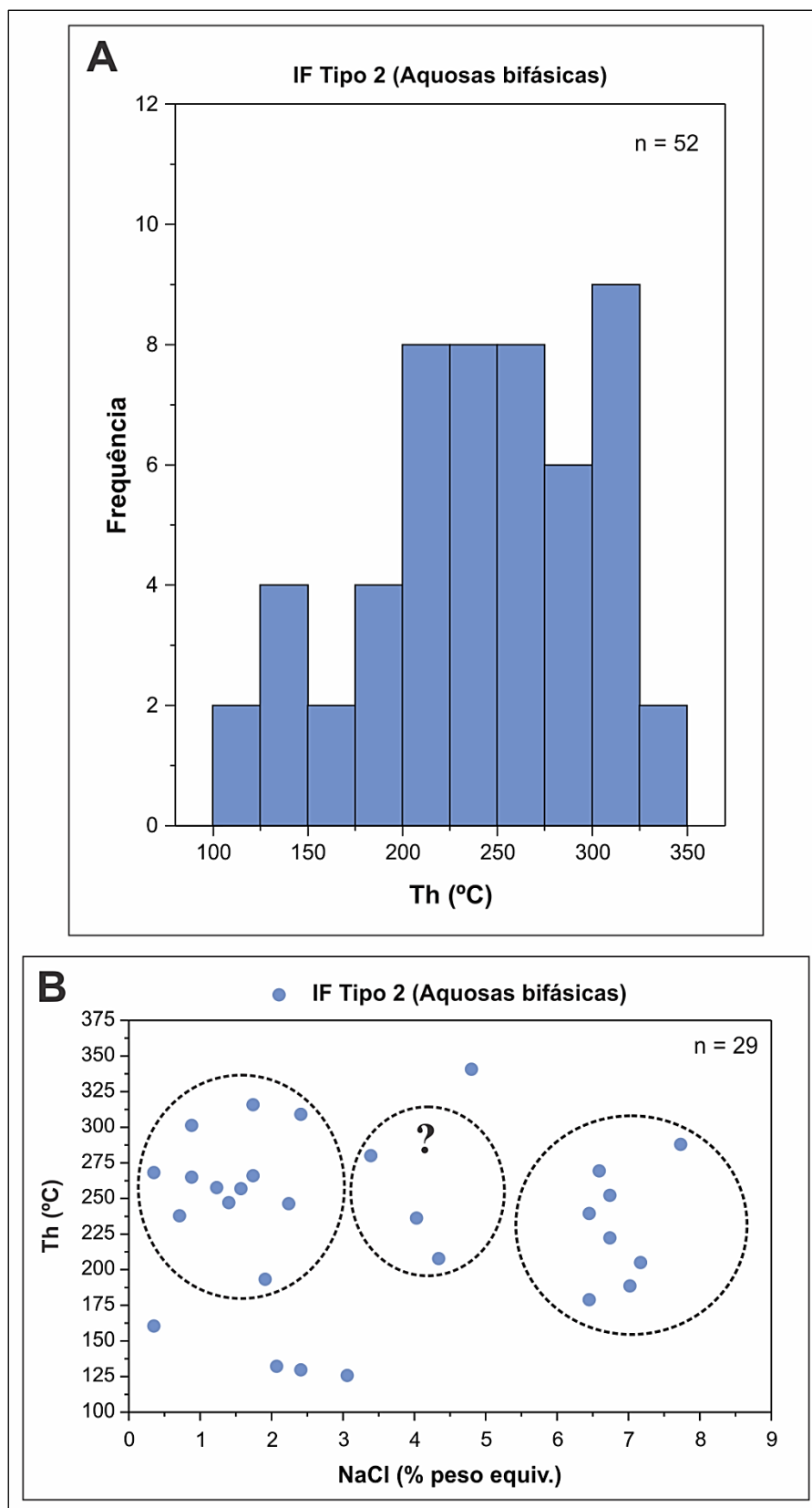
Os valores de densidade para estas inclusões são baixos, variam de 0,675 a 0,962 g/cm<sup>3</sup>.

Figura 6.32 – A) Histograma de frequência para temperatura de fusão do gelo (Tfg) para inclusões do tipo 2. B) Histograma de frequência para salinidade (NaCl) para inclusões do tipo 2.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.33 – A) Histograma de frequência para temperatura de homogeneização (Th) nas inclusões do tipo 2. B) Diagrama entre temperatura de homogeneização (Th) e salinidade (NaCl). As áreas circundadas delimitam as três populações definidas a partir de salinidade e Th.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 6.4.3.2 Inclusões Aquocarbônicas (Tipo 3)

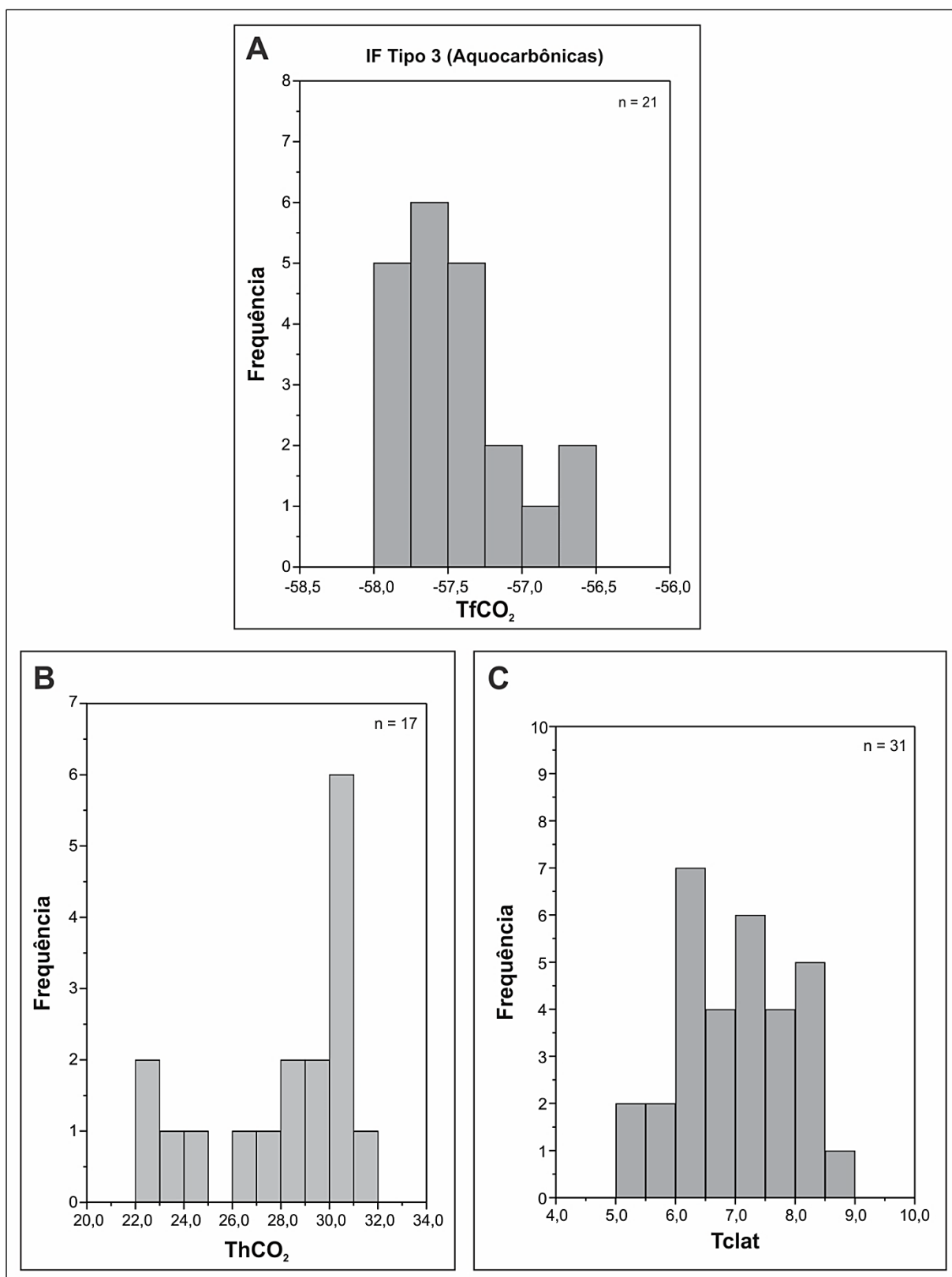
Os problemas ocorridos durante a etapa de microtermometria mencionados anteriormente se refletem de modo mais intenso para este tipo de inclusão, de tal forma que, faz-se importante registrar a não obtenção de medidas referentes à temperatura de homogeneização total, escassez de medidas de temperaturas de fusão e homogeneização do  $\text{CO}_2$  e fusão do clatrato.

Para estas inclusões foram obtidas medidas de temperatura de fusão do  $\text{CO}_2$  ( $T_f\text{CO}_2$ ), fusão do clatrato ( $T_f\text{Clat}$ ) e homogeneização parcial da fase carbônica ( $T_h\text{CO}_2$ ), que permitiram a obtenção de propriedades composicionais (fase carbônica e salinidade) e densidade.

A fusão da fase carbônica ocorreu entre  $-58,0$  e  $-56,7^\circ\text{C}$  (Figura 6.34A). Durante os ciclos de resfriamento, poucas inclusões mostraram a renucleação da fase carbônica em estado gasoso, o que impossibilitou a observação da temperatura de homogeneização parcial nestas. Quando registrada, a homogeneização deu-se no estado líquido, em temperaturas que variaram de  $22,2$  a  $31,1^\circ\text{C}$ . Apenas em um caso a homogeneização parcial ocorreu no estado gasoso, em temperatura de  $30,6^\circ\text{C}$  (Figura 6.34B). A fusão do clatrato variou entre  $5,2$  e  $8,5^\circ\text{C}$  (Figura 6.34C).

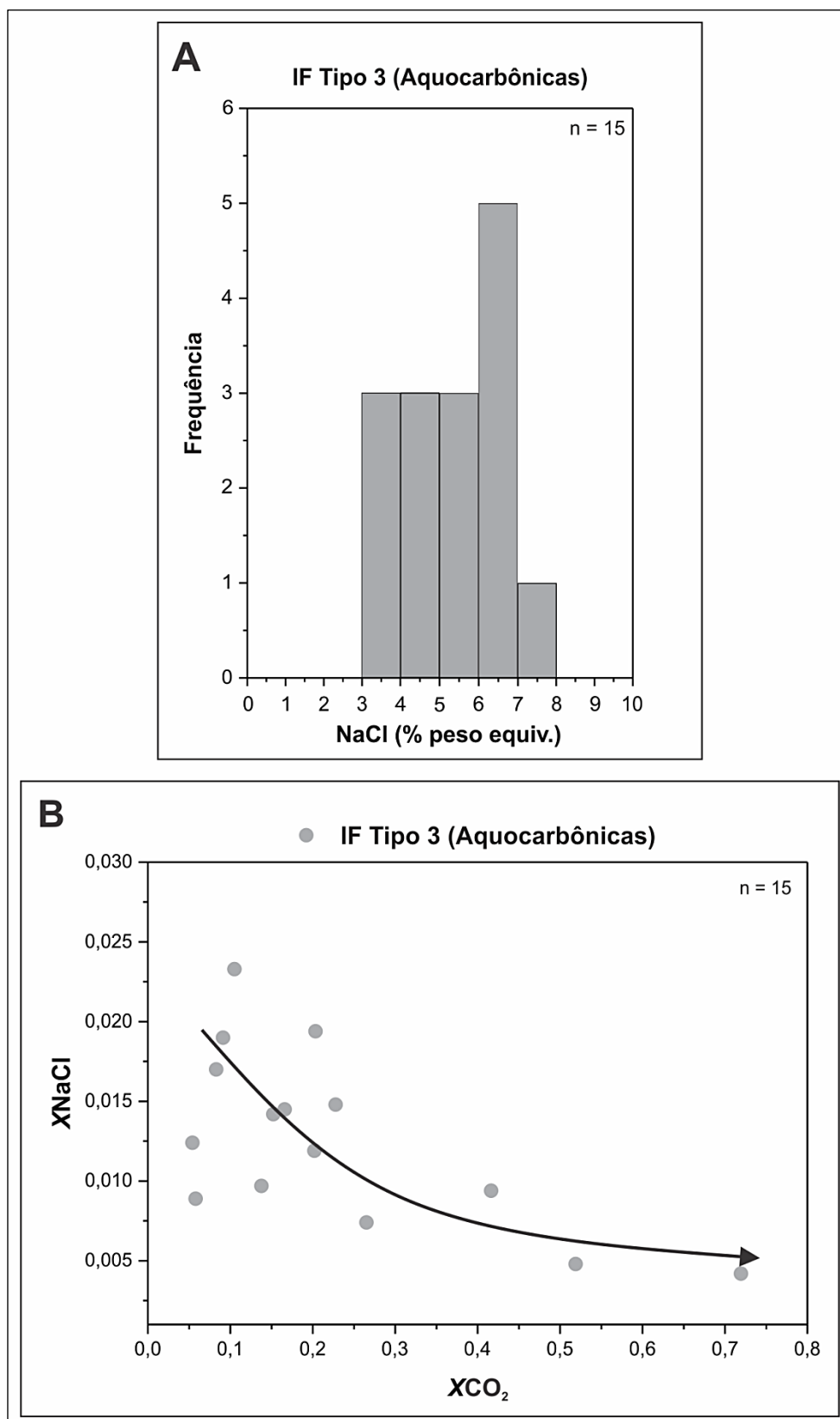
Quanto à salinidade, estas inclusões apresentam valores baixos, entre  $3,0$  e  $8,0\%$  (% peso equivalente de  $\text{NaCl}$ ) (Figura 6.36A). Apesar do pequeno número de amostras, quinze no total, é possível perceber uma concentração de valores entre  $3,0$  e  $6,0\%$ . Composicionalmente, possuem de  $0,06$  a  $0,72$  mol% de  $\text{CO}_2$  ( $X\text{CO}_2$ ),  $0,27$  a  $0,93$  mol% de  $\text{H}_2\text{O}$  ( $X\text{H}_2\text{O}$ ) e de até  $0,02$  mol% de  $\text{NaCl}$  ( $X\text{NaCl}$ ). O diagrama entre fração molar de  $\text{NaCl}$  ( $X\text{NaCl}$ ) e  $\text{CO}_2$  ( $X\text{CO}_2$ ) mostra diminuição da salinidade com aumento do conteúdo de  $\text{CO}_2$  (Figura 6.36B), indicando fracionamento de sais para inclusões mais ricas em  $\text{H}_2\text{O}$ .

Figura 6.34 – A) Histogramas de frequência para temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> (TfCO<sub>2</sub>) (A), temperatura de homogeneização parcial do CO<sub>2</sub> (ThCO<sub>2</sub>) (B) e temperatura de fusão do clatrato (TfClat.) (C).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6.35 – A) Histograma de frequência para salinidade das inclusões aquocarbônicas. B) Diagrama mostrando relação entre frações molares de NaCl e CO<sub>2</sub>.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 7 DISCUSSÕES

---

### 7.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS

A análise petrográfica das rochas hospedeiras da mineralização sulfetada do alvo Pista mostrou a predominância de um termo granítico, classificado aqui como feldspato alcalino granito. Além disso, encaixadas no feldspato alcalino granito, ocorrem rochas piroclásticas, classificadas como ignimbrito feldspato alcalino riolítico e lápili-tufo, além de brecha hidrotermal e veios de quartzo.

As características mineralógicas do feldspato alcalino granito mostram que o mesmo é um termo granítico bastante evoluído, considerando-se sua extrema escassez em minerais máficos e a ausência de fases magmáticas cálcicas. A ocorrência de apenas uma fase feldspática alcalina (feldspato postássico) bem definida, aliada à presença de albita em abundantes exsoluções peritíticas, permitem classificá-lo como *hipersolvus*, conforme Tuttle e Bowen (1958). Tais características sugerem que este litotipo tenha se cristalizado em estágios magmáticos finais, com formação de albita em condições *subsolidus*. Suas feições texturais, como granulação média, presença de cavidades e ausência de trama tectônica mesoscópica, além da associação com termos piroclásticos, são sugestivas de colocação crustal rasa.

Na região do depósito Coringa os granitoides aflorantes são atribuídos às suítes intrusivas Creporizão, Parauari e Maloquinha. Nesse cenário, os granitoides que mais se assemelham ao feldspato alcalino granito aqui descrito, são os relacionados à Suíte intrusiva Maloquinha. Vasquez et al. (2008) os descrevem como sienogranitos e feldspato alcalino granitos leucocráticos com biotita, de cores vermelha e rosa, isotrópicos, com subordinados monzogranitos com anfibólio. Assim, em uma avaliação preliminar, é possível sugerir que o feldspato alcalino granito do alvo Pista está inserido no contexto desta suíte. No entanto, dados geocronológicos obtidos por Guimarães (2014) indicam que este litotipo é contemporâneo à Suíte Intrusiva Creporizão. Diante disso, são necessários dados geoquímicos para a inserção do litotipo em uma das duas suítes mencionadas.

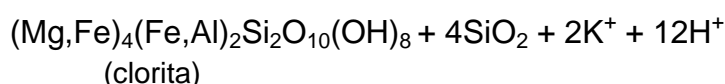
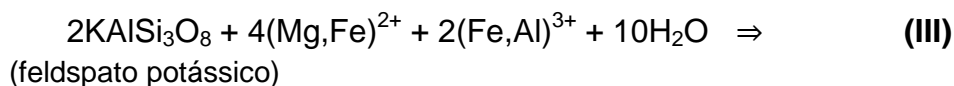
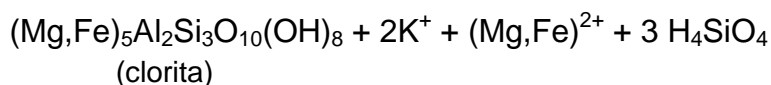
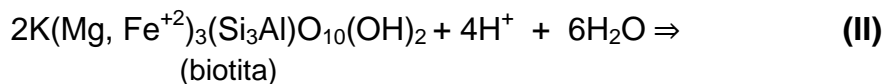
O conjunto de rochas piroclásticas tem ocorrência bastante restrita. No ignimbrito são observados fragmentos de cristais de quartzo com golfos de corrosão. McPhie, Doyle e Allen (2011) atribuem esta feição ao aumento da solubilidade da

sílica com a diminuição da pressão durante a ascensão e erupção do magma, quando os cristais de quartzo inicialmente em equilíbrio com o líquido são parcialmente reabsorvidos. O lópili-tufo exibe intensa cimentação por sílica, o que sugere processos efusivos sucedidos por sedimentação (MCPHIE; DOYLE; ALLEN 2011).

A brecha hidrotermal é descrita aqui como resultado de eventos de brechação no feldspato alcalino granito. Excetuando-se os veios de quartzo sulfetados, a brecha hidrotermal é o litotipo com maior quantidade de mineralização, cerca de 5%. Sua formação pode ser entendida, segundo Lawless e White (1990), os quais sugerem que brechas hidrotermais ou magmático-hidrotermais podem se formar a partir da exsolução e separação de componentes voláteis enriquecidos em fluidos magmáticos residuais, durante o resfriamento de um corpo intrusivo, processo conhecido como *boiling* (PHILLIPS, 1973).

Outra hipótese à interpretação deste litotipo pode ser discutida a partir de Jébrak (1997). Este autor descreve oito processos para formação de brechas, sendo os mais comuns: (i) cominuição tectônica, (ii) brechação por fluidos e (iii) desgaste por abrasão. A brechação por fluidos é que mais se assemelha ao contexto do litotipo aqui descrito. Segundo o autor, este processo ocorre por fraturamento hidráulico, devido o aumento da pressão do fluido, gerando redes de fraturas na rocha encaixante, facilitando a percolação de fluidos. Este processo é mais comum em ambientes extensionais, gerando brechas hidrotermais suportadas pela matriz, com fragmentos com incipientes feições de cominuição. Essas feições texturais são semelhantes às observadas na brecha hidrotermal do alvo Pista.





Reed (1997) considera que a alteração propilitica ocorre predominantemente em função da composição da rocha, em detrimento da composição do fluido. Esta condição pode explicar a inexpressividade desta alteração no alvo Pista, tendo em vista que o feldspato alcalino granito caracteriza-se por uma extrema escassez em minerais máficos e pela ausência de plagioclásio, normalmente os minerais mais afetados por essa alteração.

O rutilo é uma fase frequente nesta associação. Segundo Rabbia et al. (2009) o rutilo hidrotermal pode se formar a partir de processos de re-equilíbrio e/ou quebra de minerais contendo Ti (no alvo Pista, a biotita), que ocorrem em intervalo de temperatura amplo (~400-700 °C). A clorita pode ser mais precisa para estimar a temperatura de formação da associação propilitica, segundo Deer, Howie e Zussman (1992), o limite superior de estabilidade da clorita é próximo de 400 °C. A substituição da albita por calcita evidencia o caráter posterior da propilitização em relação à albitização e a diminuição de temperatura na evolução do sistema hidrotermal.

A sericitização marca o estágio hidrotermal seguinte, assinalado pela paragênese sericita + pirita + quartzo + rutilo. Pirajno (1992) sugere a forte participação de íons  $\text{H}^+$  e  $\text{OH}^-$ , com subordinadas quantidades de  $\text{K}^+$  e  $\text{S}^{2-}$  para esta alteração. Pirajno (2009) sugere que as reações ocorridas em estado *subsólido* durante o metassomatismo alcalino, no caso do alvo Pista, albitização, podem liberar íons  $\text{H}^+$  no sistema, o que contribuiria à diminuição do pH do fluido, gerando condições favoráveis a hidrólise do feldspato potássico.

Nesse cenário, o fluido hidrotermal torna-se mais ácido, com aumento das atividades de  $aH^+$  e diminuição das razões  $aK^+/aH^+$  e  $aNa^+/aH^+$ . Como reflexo, tem-se a forte desestabilização dos feldspatos em geral (potássico e albita), sobretudo o feldspato potássico. Esta substituição pode ser ilustrada pela reação **IV** e pelo diagrama da figura 7.1.

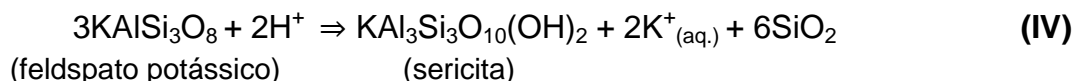
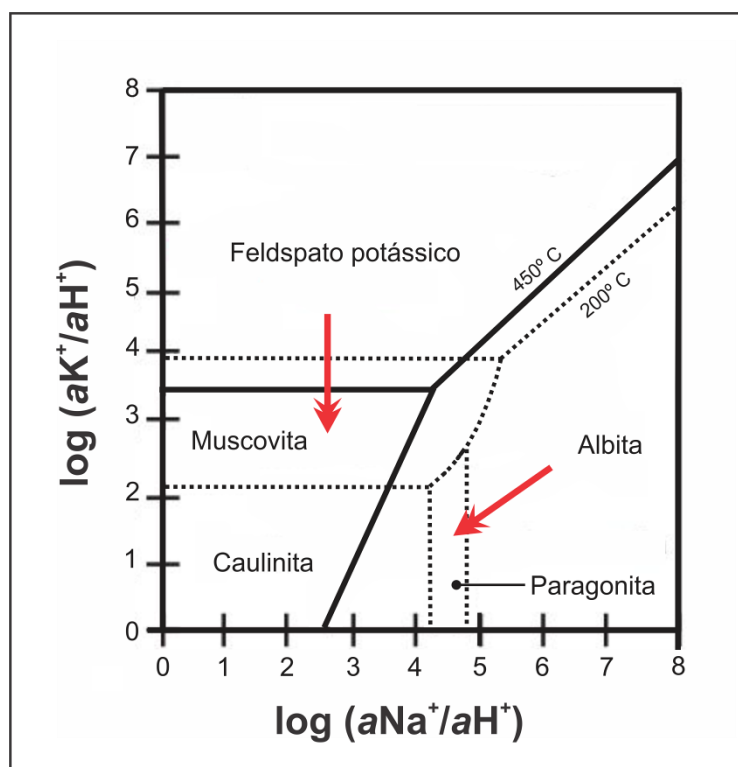


Figura 7.1 – Diagrama de estabilidade mineral em função da variação das razões  $aK^+/aH^+$  e  $aNa^+/aH^+$ . A sericitização pode ser ilustrada pelas setas vermelhas que indicam o sentido das transformações de feldspato potássico e albita (sericita e paragonita), decorrentes da diminuição das razões  $aK^+/aH^+$  e  $aNa^+/aH^+$ , respectivamente.



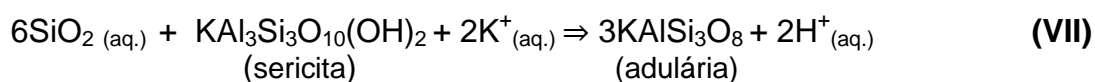
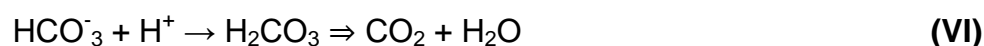
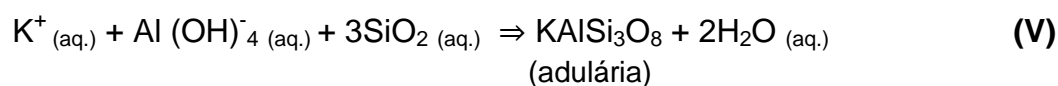
Fonte: Burnham e Ohmoto (1980); Beane e Titley (1981).

Em zonas fortemente sericitizadas e brechadas, enriquecidas em pirita, foi observada significativa ocorrência de adularia, tanto em microvênulas com quartzo, como em associação à sericita. Hedenquist (1987) sugere que a paragênese sericita + quartzo + adularia + pirita é sugestiva de mineralizações em sistemas epitermais

de baixa sulfetação (*low-sulfidation*), análogos ao sistema adularia-sericita descrito por Hayba et al. (1985) e Heald, Foley, Hayba (1987).

Segundo Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien (2000), a presença de adularia é resultante da atuação de fluidos em ebulição (*boiling*), sendo os principais agentes controladores de seu pH a concentração de CO<sub>2</sub> e a salinidade. Dessa forma, fluidos em ebulição e a conseqüente perda de CO<sub>2</sub> resultariam em um incremento do pH, gerando condições propícias à estabilidade de adularia. Hedenquist e Lindqvist (1985) consideram a formação de adularia em condições de pH próximo do estado neutro, entre 5,5 e 6,5, em temperaturas entre 250° e 350° C.

Nesse contexto a formação de adularia pode ser entendida pelas seguintes reações (DONG; MORRISON, 1995; HEDENQUIST; ARRIBAS; GONZALEZ-URIEN, 2000):



Nas reações IV e VI, a adularia forma-se a partir de íons K<sup>+</sup> e por alteração da própria sericita, respectivamente. Os íons K<sup>+</sup> são, possivelmente, resultantes do processo de hidrólise do feldspato potássico (reação III).

A reação VIII ilustra a formação de calcita placoide, comum em sistemas epitermais de baixa sulfetação e também sugestiva de processos de ebulição (WHITE; HEDENQUIST, 1990). No entanto, neste trabalho não foi reconhecido esta variedade textural de calcita.

O estágio seguinte é marcado por intensa silicificação, caracterizada pela ocorrência de bolsões e veios de quartzo. Zonas brechadas, bolsões e veios de quartzo podem ser sugestivos de que o sistema hidrotermal tenha se saturado em uma fase fluida rica em sílica com a diminuição da temperatura. Barnes (1997) discute que a solubilidade da sílica pode ser afetada pela variação de pressão, quando a pressão hidrostática supera a litostática em virtude da saturação dos fluidos residuais, culminando em fraturamento do corpo ígneo, contribuindo para percolação desses fluidos e de fluidos externos mais arrefecidos. Além disso, este estágio provavelmente se desenvolveu com fluido hidrotermal em condições de pH ácido.

A silicificação em estilo pervasivo seria o registro mais precoce de atuação deste fluido saturado, quando o quartzo magmático experimenta sobrecrecimento hidrotermal, formando porções aglomeradas, ocupando espaços pertencentes ao feldspato potássico (vide figuras 6.14A e 6.15A).

A carbonatação corresponde a um estágio hidrotermal tardio, representado pela geração de calcita e siderita. Segundo Robb (2006), a precipitação de carbonato está associada a fluidos neutros a levemente alcalinos, de baixa salinidade e com alta pressão parcial de dióxido de carbono ( $PCO_2$ ). Na brecha hidrotermal este evento está registrado pela ocorrência de siderita com significativas concentrações de manganês. Sillitoe e Hedenquist (2003) atribuem esta característica a sistemas epitermais de intermediária sulfetação (*intermediate sulfidation*).

O processo de hematização marca o último episódio no sistema hidrotermal do alvo Pista. A presença constante de hematita como vênulas tardias pode ser reflexo da participação de fluidos externos mais arrefecidos e oxidados em relação aos fluidos atuantes iniciais no sistema hidrotermal. Robb (2006) atribui à hematização a atuação de fluidos oxidantes que resultam na precipitação de fases com altas razões  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ .

### 7.3 INCLUSÕES FLUIDAS

Neste item serão discutidas apenas as inclusões aquosas bifásicas e as aquocarbônicas.

As inclusões aquosas bifásicas possuem salinidade relativamente baixa, variando de 0,2 a 9,7% e temperatura de homogeneização muito variável, entre 126 e 341°C. O histograma de frequência para salinidade mostrou três picos principais, sugerindo a presença de três populações de inclusões com salinidades distintas (vide figura 6.31B). No diagrama entre Th e NaCl (vide figura 6.32B) esta hipótese mostrou-se positiva. No entanto há necessidade de mais dados de temperatura de homogeneização para ratificar a hipótese de que essas três populações representem de fato três fluidos aquosos distintos, sobretudo para as inclusões de salinidade intermediária (população II). Além disso, esses dados poderão explicar a ampla variação dos valores de Th dessas inclusões, pois a existência de mistura (quase isotermal) de fluidos com salinidades distintas é também uma possibilidade.

As inclusões aquocarbônicas são menos abundantes em relação às aquosas bifásicas e ocorrem, com maior frequência, em vênulas de quartzo mineralizadas. Possuem baixa salinidade, entre 3,0 e 8,0%, valores semelhantes aos registrados para as inclusões aquosas bifásicas.

É comum em porções mineralizadas a ocorrência de domínios microscópicos onde se observa a coexistência de inclusões com valores de salinidades semelhantes, inclusões aquocarbônicas (fluido I) e as aquosas bifásicas de maior salinidade (fluido II), sugerindo a possibilidade de que estas inclusões sejam cogenéticas (ROEDDER, 1984). Estas características, aliadas a presença de adulária e brechas hidrotermais, são sugestivas de processos de *boiling* para a formação destes fluidos (HEDENQUIST; HENLEY, 1985; HEDENQUIST; ARRIBAS; GONZALEZ-URIEN, 2000).

Cogita-se ainda a hipótese da participação de um segundo fluido aquoso (fluido III), resultado do influxo de água meteórica no sistema hidrotermal, representado pelas inclusões aquosas de menor salinidade (população I; vide figura 6.31B), que geralmente ocorrem em vênulas estéreis. Essa população apresenta temperaturas relativamente elevadas, entre 190 e 310°C. Tal fato pode ser explicado pelo aquecimento deste fluido quando de sua entrada no sistema e mistura com os

fluidos I e II, estes por sua vez, mais aquecidos. Todavia, esta interpretação carece de mais dados de temperatura de homogeneização.

Em uma análise preliminar, é possível que os fluidos I e II estejam relacionados à precipitação dos sulfetos, pois há relação direta das inclusões aquosas bifásicas mais salinas e inclusões aquocarbônicas com bolsões e vênulas de quartzo mineralizadas. No entanto, a participação de água meteórica (fluido III) não pode ser descartada, pois, tanto *boiling*, como mistura de fluidos podem estar associados com a precipitação de ouro e sulfetos em sistemas epitermais (HEDENQUIST; HENLEY, 1985; WHITE; HEDENQUIST, 2000; HEDENQUIST; ARRIBAS; GONZALEZ-URIEN, 2000).

Ressalta-se aqui, a necessidade da obtenção de mais dados de temperatura de homogeneizações parcial e total para as inclusões aquocarbônicas, além da melhor definição sobre a existência de dois ou três fluidos aquosos. Essas informações são imprescindíveis para a compreensão dos processos que afetaram e produziram estes fluidos e serão obtidas com a continuidade deste trabalho.

#### 7.4 MODELO GENÉTICO

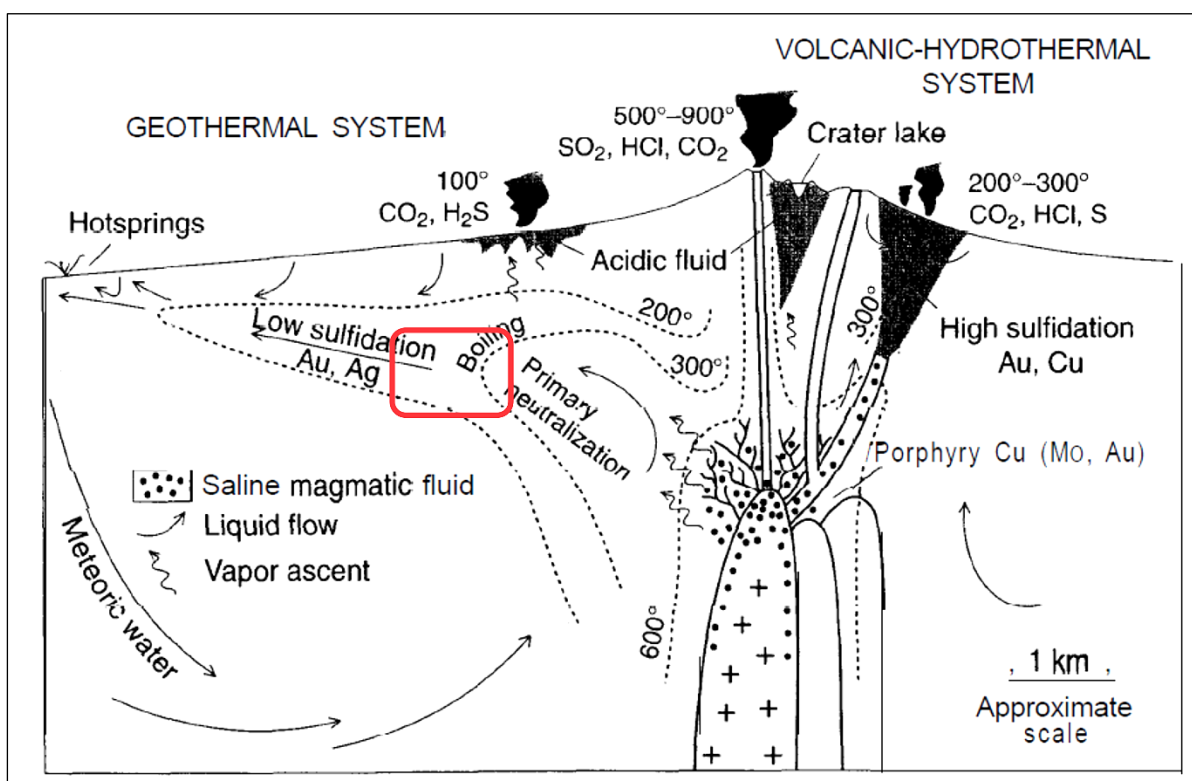
Tokashiki et al. (2013; 2014) classificam o depósito Coringa como pertencente à classe dos epitermais de baixa sulfetação (*low-sulfidation*). Estes autores reconhecem riolitos de 1,97 e 1,96 Ga de afinidade cálcio-alcalina formados em arcos vulcânicos continentais como principais hospedeiras da mineralização. Além disso, reconhecem quatro tipos de alterações hidrotermais: (i) alteração potássica (menos intensa), (ii) propilítica, (iii) sericítica e (iv) argílica. Segundo estes autores, a mineralização associa-se a zonas de alteração hidrotermal com adularia e sericita, bem como carbonatos manganésíferos, o que os levou a classificá-las, como mineralizações magmático-hidrotermais, vinculadas a sistemas epitermais *low-* e *intermediate sulfidation*.

As rochas do alvo Pista reúnem características que corroboram com a hipótese de um sistema magmático-hidrotermal, com mineralização relacionada a sistemas epitermais de baixa ou intermediária sulfetação (Figura 7.2), conforme os modelos propostos por Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien (2000) e Sillitoe e Hedenquist (2003).

Tais características incluem:

- i. Associação plutono-vulcânica como hospedeira da mineralização;
- ii. Ocorrência de adularia em zonas intensamente sericitizadas e brechadas, enriquecidas em pirita (vide figura 6.14);
- iii. Ocorrência significativa de carbonatos enriquecidos em Mn em brechas hidrotermais (vide figura 6.18);
- iv. Fluidos aquosos e aquocarbônicos de baixa salinidade <10% peso equiv. NaCl), provavelmente relacionados a processos de ebulição (*boiling*) e mistura de fluidos.

Figura 7.2 – Esquema ilustrativo para os processos formadores de depósitos pórfiros-epitermais, proposto por Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien (2000). A área de contorno vermelho indica uma possível localização proposta para o alvo Pista.



Fonte: Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien (2000).

## 8 CONCLUSÕES

---

O estudo petrográfico detalhado das rochas hospedeiras do alvo Pista, satélite do depósito aurífero Coringa, e a investigação preliminar de inclusões fluidas em veios mineralizados e estéreis e da composição química semi-quantitativa de sulfetos permitem as seguintes conclusões.

(i) A mineralização tem como principal litotipo hospedeiro um feldspato alcalino granito. Associados a ele, ocorrem, subordinadamente, brecha hidrotermal e rochas piroclásticas, classificadas como Ignimbrito feldspato alcalino riolítico e lápilito, além de veios de quartzo. Estes litotipos ocorrem em contatos diretos e constituem uma associação plutono-vulcânica de colocação crustal rasa.

(ii) Esses litotipos mostram alterações hidrotermais em diferentes tipos, intensidades e estilos. Foram reconhecidos sete tipos distintos: albitização, propilitização, sericitização, silicificação, carbonatação, alteração argílica e hematização, que nessa ordem, constituem a evolução do sistema hidrotermal no alvo Pista. Dentre estas alterações, destacam-se a sericitização e a silicificação, pela maior abundância e por estarem relacionadas à mineralização. Dentre os litotipos hospedeiros, o feldspato alcalino granito foi o mais afetado e registra todos os tipos de alterações.

(iii) Em zonas de intensa sericitização e brechação, onde a pirita é abundante, ocorrem cristais de adularia em microvênulas de quartzo e em associação com finas palhetas de sericita.

(iv) A mineralização possui caráter polimetálico e ocorre de forma disseminada e fissural. É rica em pirita, incluindo ainda, em ordem de abundância, esfalerita, galena e calcopirita. Análises semiquantitativas em EDS indicam que o Au está associado principalmente a Zn e Ag, com teores entre 1,5 e 3,25% em cristais de esfalerita e de até 6,6% em partículas de hessita.

(v) Estudos preliminares de inclusões fluidas permitiram a identificação de fluidos aquosos e aquocarbônicos de baixa salinidade (<10% em peso equivalente de NaCl). Em zonas mineralizadas, cristais de quartzo associados à sericita e

adulária hospedam inclusões aquosas bifásicas com temperatura de homogeneização entre 209 e 333°C e inclusões aquocarbônicas pobres em CO<sub>2</sub>.

A associação plutono-vulcânica, os estilos e o caráter polimetálico da mineralização, a presença de adulária na alteração hidrotermal, em associação à sericita, quartzo e pirita, além da presença de fluidos aquosos e aquocarbônico de baixa salinidade constituem características sugestivas de que o alvo Pista é parte de um sistema mineralizado magmático-hidrotermal, possivelmente epitermal de baixa ou intermediária sulfetação.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, C. A. S.; COLLYER, T. A.; PEREIRA, J. L.; SEABRA, A. S.; SERFATY, S. *Projeto Santarém-Cachimbo: pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento.* Belém, SUDAM/IDESP. 1977. 175p.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, n.17: p1-29, 1981.
- ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. F. L.; MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Carçoal Granite: 207Pb/206Pb evaporation age in postcollisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, 1999, Córdoba. *Actas...* Córdoba, 1999. p. 3-6.
- ALMEIDA, M. E. Geologia estrutural e tectônica. In: FERREIRA, A.L. et al. 2000a (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga SB.21-Y-B. Estados do Pará e Amazonas.* Escala 1:250.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós), nota explicativa e mapas, Brasília, CPRM, 2000a. [CD-ROM].
- ALMEIDA, M. E. Geologia estrutural e tectônica. In: ALMEIDA, M.E. et al. 2000b (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã SB.21-V-D. Estados do Pará e Amazonas.* Escala 1:250.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós), nota explicativa e mapas, Manaus, CPRM, 2000b. [CD-ROM].
- ANDRADE, A. F.; SANTIAGO, A. F.; MELO, C. F.; BIZINELLA, G. A.; MOREIRA, H. L.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; MOURA, P. A.; LOPES, R. C.; ROSA FILHO, S. F.; NEVES, S. A. V. *Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório de integração geológica.* Manaus, DNPM/CPRM, 1978, 175p.
- AQUINO, L. B. M. *Geologia e geocronologia do Granito Palito e de sua mineralização, depósito aurífero do Palito, Província Aurífera do Tapajós, Itaituba – PA.* 2013. 70 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.
- ARAÚJO, A. C. S. *Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no depósito Central do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província aurífera do Tapajós, estado do Pará.* 2013. 88 f. Dissertação (mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2014.
- ASSUNÇÃO R. F. S.; KLEIN E. L. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 49, p85-105, 2014.

BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. E. S.; RIZZOTTO, G.. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho – região oeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. 502p.

BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. E. S. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C. Estados do Pará e Amazonas*. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000. [CD-ROM].

BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. E. S.; VASQUEZ M. L.; RICCI, P. S. F.; FERREIRA A. L. Grupo Iriri - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: Klein, E. L. et al. 2001a (Org.). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21 X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), estados do Pará e Amazonas*. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). CPRM, Brasília, 2001a. [CD-ROM].

BAHIA, R. B. C.; QUADROS M. L. E. S.; FERREIRA A. L.; POPINI, M. V. F.; PINHEIRO, S.S.; VASQUEZ, M. L. Formação Buiuçu - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: Klein, E. L. et al. (Org.) 2001b. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21 X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), estados do Pará e Amazonas*. Escala 1:500.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). CPRM, Brasília, 2001b. [CD-ROM].

BARNES H. L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3<sup>rd</sup> ed. United States. 1997. 972p.

BARRETO, C. J. S.; LAFON, J. M.; ROSA-COSTA; L. T., LIMA; E. F. Vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Revista do Instituto de Geociências-USP. Série Científica*, n.13(1): p45-70, 2013.

BEANE, R. E.; TITLEY, S. R. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. 75<sup>th</sup> Anniversary volume Economic Geology, *Economic Geology*, p235-269, 1981.

BODNAR, R. J. Revised equation and table for freezing point depressions of H<sub>2</sub>O-salt fluid inclusions. PACROFI, Fourth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions. *Progr. and Abstracts*, v.4: p15, 1992.

BORGES, R. M. K.; DALL'AGNOL, R.; LAMARÃO, C. N.; FIGUEIREDO, M. A. B. M.; LEITE, A. A. S.; BARROS, C. E. M.; COSTI, H. T. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, n.39: p375-393, 2009.

BORGES, A. W. G. Geologia e metalogênese do depósito aurífero São Jorge, Província aurífera do Tapajós. 2010. 110f. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

BRITO, M. F. L. Suíte Intrusiva Parauari. In: ALMEIDA, M.E. et al. 2000a (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000a. [CD-ROM].

BRITO, M. F. L. Granito Pepita. In: ALMEIDA M.E. et al. 2000b. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000b. [CD-ROM].

BROWN, P. E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, n.74, p1390-1393, 1989.

BURNHAM C. W.; OHMOTO, H. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology, Special Issue*, n.8, p1-11, 1980.

CALDERARO, R. C. B.; STILIANIDI FILHO, B.; MÁRTIRES, R. A. C. *Sumário mineral*. Belém, DNPM/Seicom, 29 f, 1998.

COUTINHO, M. G. N. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, 420 f, 2008.

DALL'AGNOL, R.; SILVA C. M. G.; SCHELLER T. Fayalite hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado. *Boletim de resumos...* SBG, Gramado, 1999, p31.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. *An introduction to rock-forming minerals*. Longman Scientific & technical, 423 f. 1992.

DONG, G.; MORRISON, G. W. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, n.30: p11-19, 1995.

DREHER, A. M.; VLACH, S. R. F.; MARTINI, S. L. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, n.28: p397-404, 1998.

ECHEVERRI-MISAS, C. M. *Geologia e gênese do depósito de Au-(Cu) do Palito, Província Aurífera do Tapajós*. 2010. 235 f. Dissertação de Mestrado, IG/USP, São Paulo, 2010.

ECHEVERRI-MISAS, C. M.; JULIANI, C.; AGUJA-BOCANEGRA, M. A.; MONTEIRO, L. V. S.; FERNANDES, C. M. D. 2014. Mineralizações magmáticas-hidrotermais associadas ao evento Uatumã na Província mineral do Tapajós, Cráton Amazônico. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014. Salvador, SBG, Salvador. *Anais*. 2014, p. 1524.

FEIO, J. V. B. *Petrografia das rochas hospedeiras e do minério aurífero e estudo de isótopos de chumbo no alvo Mato Velho, SE da Província Aurífera do Tapajós, Pará*. 2014. 75 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências UFPA, Faculdade de Geologia, Belém, 2014.

FERNANDES, C. M. D. *Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. 2005. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.

FERREIRA, A. L. Grupo Jacareacanga. In: ALMEIDA M. E. et al. 2000a (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000a. [CD-ROM].

FERREIRA, A. L. Grupo Jacareacanga. In: FERREIRA, A. L. et al. (Org). 2000b. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000b. [CD-ROM].

FERREIRA, A. L. Formação Bom Jardim. In: ALMEIDA, M.E. et al. 2000c. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília, CPRM, 2000c. [CD-ROM].

FERREIRA, A. L.; ALMEIDA, M. E. Complexo Cuiú-Cuiú. In: FERREIRA A. L. et al. 2000a (Org.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000a. [CD-ROM].

FERREIRA, A. L.; ALMEIDA, M. E. Complexo Cuiú-Cuiú. In: ALMEIDA, M. E. et al. 2000b (Org.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000b. [CD-ROM].

FERREIRA, A. L.; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. E. L. S.; BAHIA, R. B. C.; OLIVEIRA, M. A. Folha SB.21 - Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (Ed.) *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de informações geográficas-SIG*. Programa Geologia do Brasil. Brasília, CPRM, 2004. [CD-ROM].

GROVES D. I.; GOLDFARB R. J.; GEBRE-MARIAN M.; HAGEMANN S. G.; ROBERT, F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, n.13: p7-27, 1998.

GUIMARÃES, S. B.; KLEIN, E. L.; CHAVES, C. L.; QUEIROZ, J. D. S. Rochas hospedeiras e encaixantes do Depósito Coringa, Província Tapajós. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013. Belém, SBG, Belém. *Anais*. 2013, p712-714.

GUIMARÃES, S. B. Metalogênese do depósito de Ouro do Coringa, sudeste da Província Mineral Tapajós, Pará. Exame de Qualificação ao Doutorado. UFPA, 2014.

GUNESCH, K. J. *Coringa Project State of Para, Brazil*. NI 43-101 Technical Report for Magellan Minerals. 2012.

HAYBA, D. O.; BETHKE, P. M.; HEALD, P.; FOLEY, N. K. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Reviews Econ. Geology*, n.2: p129-167, 1985.

HEALD, P.; FOLEY, N. K.; HAYBA, D. O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-seticite types. *Economic Geology*, v.82: p. 1-26, 1987.

HEDENQUIST, J. W.; HENLEY, R. W. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, v.80: p.1640-1668, 1985

HEDENQUIST J. W.; LINDQVIST W. P. Aspects of gold geology and geochemistry. – James Cook University of North Queensland. *Economic Geology Research Unit, EGRU contribution*, n.23, p.165, 1985.

HEDENQUIST, J. W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4<sup>th</sup>, Singapore, *Transactions*, p.513-524, 1987.

HEDENQUIST, J. W.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ-URIEN, E. Exploration for epithermal gold deposits. *Soc. Econ. Geol. Rev.*, n.13: p245–277, 2000.

JÉBRAK, M. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, n.12, p111-134, 1997.

JULIANI, C.; RYE, R. O.; NUNES, C. M. D.; SNEE, L. W.; SILVA, R. H. C.; MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; NEUMANN, R.; ALCOVER NETO, A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints. *Chemical Geology*, n.215: p95-125, 2005.

JULIANI, C.; ECHEVERRI-MISAS, C.M.; LAGLER, B.; USERO, G.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO, L.V.S. 1.87 Ga Au quartz-alunite and Cu-Mo-(Au) adularia-sericite epithermal and Au-(Cu) porphyry mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton. In: XI SGA BIENNIAL MEETING, 2011, Chile. *Resumos expandidos*. Chile: SGA, 2011. [CD-ROM].

JULIANI, C.; CARNEIRO, C. C.; CARREIRO-ARAÚJO, S. A.; FERNANDES, C. M. D. MONTEIRO, L. V. S.; CRÓSTA, A. P. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas e metalogenéticas. . In: 13<sup>o</sup> Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013. Belém, SBG, Belém. *Anais*. 2013, p157-160.

KLEIN, E. L.; ARAÚJO, O. B.; MARTINS, R. C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. 2000a (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A*. Estado do Pará. Escala 1:250.000 Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000a. [CD-ROM].

KLEIN, E. L.; ARAÚJO, O. B.; MARTINS, R. C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. 2000b (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C*: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000b. [CD-ROM].

KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000. [CD-ROM].

KLEIN, E. L.; SANTOS, R. A.; FUZIKAWA, K.; ANGÉLICA, R. S. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, n.36(2): p149-164, 2001.

KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; CARVALHO, J. M. A. Geology of Paleoproterozoic gneiss- and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, n.44: p544-558, 2002.

KLEIN, E. L.; CARVALHO, J. M. A. Recursos Minerais. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. 2008 (Orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém, p217-262, 2008.

KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M. E.; ROSA-COSTA, L. T. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission. 2012. Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org>. Acesso em: 05/07/2014.

KLEIN, E. L.; CHAVES, C. L.; PINHEIRO, F.G.R.; GUIMARÃES, S.B.; MOORE, D. J.; ARAUJO, A. C. S.; ASSUNCAO, R. F. S.; QUEIROZ, J. D. S.; SILVA JR., C. A. S. 2013. Campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós: geologia e modelo genético em construção. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2013, Gramado. *Resumos*, 2013.

KLEIN, E. L.; GUIMARÃES, S.B.; CHAVES, C. L.; RODRIGUES, J. B.; QUEIROZ, J. D. S. U-Pb (LA-ICP-MS) geochronology of detrital zircons from the Novo Progresso and Castelo dos Sonhos sedimentary formations: a preliminary approach to the source areas and implications for province boundaries in the Amazonian Craton. In: 9th SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology, 2014, São Paulo. *Program and Abstracts*. São Paulo: IG-USP, 2014. p 203.

LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, n.119: p189-23, 2002.

LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M. M. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal South Am. Earth Sci.*, n.18: p277-292, 2005.

LAWLESS J. V.; WHITE, P. J. Ore-related breccias: a revised genetic classification, with particular reference to epithermal deposits. *12<sup>th</sup> New Zealand Geothermal Workshop*, p.197-201, 1990.

LIMA, M. V. G. R. Geologia e geocronologia do depósito aurífero do palito, Província Tapajós, Itaituba-Pa. 2010. 72 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências UFPA, Faculdade de Geologia, Belém, 2010.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *Hobart: Univ. Tasmania*, 191 p, 2011.

MELO, A. F. F.; ANDRADE, A. F.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R.; CARMONA, J. R. M.; D'ANTONA, R. J. G.; LOPES, R. C. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. CPRM/DNPM, v.1: p1-356, 1980.

MONTEIRO, M. A. S. Suíte Intrusiva Ingarana. In: ALMEIDA, M.E. et al. 2000a (Org). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D*. Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:250.000. Nota explicativa. Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000a. [CD-ROM].

MONTEIRO, M. A. S. Diabásio Crepori. In: ALMEIDA, M.E. et al. 2000b (Org). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D*. Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000b. [CD-ROM].

MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; MATSUDA, N. S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus: SBG, 1999. *Anais...* Manaus, 1999, p. 475-477.

PESSOA, M. R.; SANTIAGO, A. F.; ANDRADE, A. F.; BARRETO, E. L.; NASCIMENTO, J. O.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LOPES, R. C.; PRAZERES, W. V. *Projeto Jamaxim*. CPRM/DNPM, v.1-3: p.614, 1977.

PHILLIPS, W. J. Mechanical effects of retrograde boiling and its probable importance in the formation of some porphyry ore deposits. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, B.82: p.90-98, 1973.

PIRAJNO, F. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. *Berlin, Springer-Verlag*, 709 p, 1992.

PIRAJNO, F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. *Springer-Verlag, New York*. 1250 p, 2009.

POLLARD, P. J. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare element deposits. *Trans. Inst. Min. Metall.* n.92, B1–B9, 1983.

PRAZERES, W. V.; SANTOS, A. J. DOS; CAMPOS, M. J. F. DE; CAVALCANTE, O. A. *Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha: relatório final*. DNPM/CPRM, Manaus – Amazonas. Texto. 11, p.301, 1979.

QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; ALMEIDA, M. E. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte: SBG, 1998. *Anais...* Belo Horizonte, 1998, p. 468.

RABBIA, O. M.; HERNÁNDEZ, L. B.; FRENCH, D. H.; KING, R. W.; AYERS, J. C. The El Teniente porphyry Cu–Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective. *Mineral. Deposita*, n.44: p849-866, 2009.

REED, M. H. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes, H. L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (3 ed)*. 303-365, 1997.

RICCI, P. DOS S. F.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; KLEIN, E. L.; JORGE JOÃO, X. S.; MARTINS, R. C. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, 1999. *Boletim de Resumos*, 1999, p519-522.

ROBB, L. Introduction to ore-forming processes. *Blackwel Publishing, Australia*, 2006, 373 p.

ROEDDER, E. Fluid Inclusions. *Reviews in mineralogy*, n.12: p.644, 1984.

SANTIAGO, E. S. B; VILLAS, R. N.; OCAMPO, R. C. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós province, state of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, n.43(1): p.185-208, 2013.

SANTOS, D. B. DOS; FERNANDES, P. E. C. A.; DREHER, A. M.; CUNHA, F. M. B. DA; BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, J. B. G. *Geologia da Folha SB.21-Tapajós*. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7), 1975.

SANTOS, J. O. S.; LOGUERCIO, S. O. C. *A parte meridional do Cráton Amazônico* (escudo Brasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu). In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. DE A., DERZE, R.G. & ASMUS, H.E. (eds), *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geologic do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM, 93-127, 1984.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLECHER, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Res.*, 3: 453-488.

SANTOS, J. O. S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; MOURA, M. A.; MCNAUGHTON, N. J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, n.36: p.278-299, 2001.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; MACNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, n.15: p.409-429, 2002.

SANTOS, J. O. S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. et al. 2003 (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p.169-226, 2003.

SANTOS, J. O. S.; VAN BREEMEN O. B.; GROVES D. I.; HARTMANN L. A.; ALMEIDA M. E.; MCNAUGHTON N. J.; FLETCHER I. R. Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, bad-deleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, n.131: p.73-109, 2004.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; RIKER S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2006. *Anais...*, Belém: SBG, 2006, [CD-ROM].

SANTOS, M. D.; AQUINO, L. B. M.; SERRA V. F. H.; LIMA, M. V. G. R.; GALARZA, M. A.; LAFON, J. M. Geocronologia das rochas hospedeiras e do minério com implicações na gênese do depósito aurífero palito, Província Tapajós, sudoeste do Pará. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2013. *Anais...* Belém, 2013, p. 702-704.

SILLITOE, R.H. Intrusion-related gold deposits. In: *Foster R.P. (ed): Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie, Glasgow & London. p.165-209, 1991.

SILLITOE, R. H.; HEDENQUIST, J. W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication* n.10: p315-343, 2003.

SILVA JÚNIOR, C. A. S.; KLEIN, E. L.; GALARZA, M. A.; MOORE, D. J. 2012. Petrografia e geocronologia das rochas hospedeiras e do minério aurífero sulfetado no depósito Central (Cuiú-Cuiú), Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Santos, 2012. *Anais...* Santos, 2012.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, n.22: p.174-182, 1999.

TASSINARI C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. The Amazonian Craton. In: CORDANI U. G., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D. A. *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro-RJ, p.41-95, 2000.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. 2004 (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004, p.471-485.

TOKASHIKI, C. C.; JULIANI C.; MONTEIRO L. V. S.; ECHEVERRI-MISAS C. M.; AGUJA M. A.; ARRAIS L. B. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas vulcânicas de 1,97 Ga mineralizadas em ouro da porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PA). In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2013. *Anais...* 2013, p157-160.

TOKASHIKI, C. C.; JULIANI C.; MONTEIRO L. V. S.; ECHEVERRI-MISAS C. M.; AGUJA M. A.; ARRAIS L. B.. 2014. Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de sistemas epitermais low- e intermediate sulfidation no depósito Coringa - Província mineral do Tapajós. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, SBG, 2014.

TUTTLE, O. F.; BOWEN, N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Memoir.*, n.73: p:1-153, 1958.

VAN DEN KERKHOFF, A. M.; HEIN, U. F. Fluid Inclusion Petrography. *Lithos*, n.55: p.27-47, 2001.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SACHETT, C. R.; SILVA, C. M. G. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós Novos dados geocronológicos. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 1999, Belém. *Boletim de Resumos*, 1999. p. 471-474.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; SANTOS, A.; BAHIA, R. B.; RICCI, P. S. F.; QUADROS, M. L. E. S. Geochronology of granitoids, mafic intrusions, and mineralizations of the Tapajós Gold Province–Amazonian Craton–Brazil. In: 31 International geological congress, Rio de Janeiro. *Abstract*. 2000a. [CD-ROM].

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; BAHIA, R. B. C.; RICCI, P. S. F.; QUADROS, M. L. E. S. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: Vasquez, M. L. e Klein, E. L. 2000b (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará*. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). CPRM, Brasília, 2000b. [CD-ROM].

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; RICCI, P. S. F. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E. L. KLEIN, M. L. VASQUEZ, ROSA-COSTA L.T. 2002 (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, 2002 v.3: p. 67-84.

VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. S. F. Caracterização dos lamprófiros da Província Tapajós. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS. Belém, 2002. *Resumos...* Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002, p.91.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: *texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 2008.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; KLEIN, E. L. Compartimentação Tectônica. In: M.L. VASQUEZ; L.T. E ROSA-COSTA (orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 2008, p. 39-112.

VASQUEZ, M. L.; CHAVES, C. L.; MOURA E. M.; OLIVEIRA J. K. M.; LAFON J. M. 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas folhas são domingos e jardim do ouro, porção leste do domínio tapajós. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém. 2013. *Anais...* Belém, 2013, p.209-212.

VASQUEZ, M. L. Contexto Geológico Regional. In: VASQUEZ, M. L., CHAVES, C. L., MOURA, E. M., OLIVEIRA J. K. M. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos – S.A.21.Z-A-II e Jardim do Ouro - SA.21-Z-A-III*, Estado do Pará, Escala 1:100.000. Belém, CPRM, 2014.

VELOSO, A. S. R.; SANTOS, M. D. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas dos depósitos auríferos Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, n.43(1): p.22-36, 2013.

VELOSO, A. S. R.; SANTOS, M. D.; RIOS, F. J. Evolução dos fluidos mineralizantes e modelo genético dos veios de quartzo auríferos em zona de cisalhamento do depósito Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, n.43(4): p.725-744, 2013.

VILLAS R. N. N.; SANTIAGO E. S. B.; CASTILHO, M. P. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v.13, n(1): p.11-138, 2013.

WHITE, N. C.; HEDENQUIST, J. W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *J. Geochem. Explor.* n.36: p.445-474, 1990.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, n(95): p.185-187, 2010.

## APÊNDICES

**Apêndice I:** Resultados das análises por MEV-EDS dos minerais mostrados na figura 6.23.

**Figura 6.23A**

Elemento	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3
	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	52,015	51,666	6,598
Fe	42,07	41,807	2,385
Cu	0,107	0,171	0,405
Zn	0,266	0,223	0,243
As	0,209	0,026	10,105
Se	0,484	0,102	0,304
Mo	0	0	13,469
Pd	0,083	0,162	0
Ag	0,095	0	0
Sb	0,229	0,461	0,819
Te	0,232	0,24	0,782
W	0,565	0,269	0,94
Pt	1,041	0,393	0,87
Au	0,359	1,242	1,31
Pb	0,819	1,334	59,045
Bi	1,425	1,905	2,725
TOTAL	100	100	100

**Figura 6.23B**

Elemento	PONTO 1	PONTO 2
	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	5,157	4,716
Fe	0,182	0,185
Cu	0,242	0,209
Zn	0,457	0,166
As	9,811	9,789
Se	0	0
Mo	9,799	13,453
Pd	0	0
Ag	0	0
Sb	0,398	0,47
Te	0,874	0,957
W	1,517	0,965
Pt	1,512	1,824
Au	0,966	1,001
Pb	66,327	64,296
Bi	2,756	1,969
TOTAL	100	100

Figura 6.23C

	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3
Elemento	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	33,011	3,587	50,93
Fe	28,801	2,198	42,749
Co	0	0,204	0
Ni	0,145	0,266	0,096
Cu	30,5	0,318	0,234
Zn	0,196	0,217	0,218
As	0,136	10,387	0,131
Se	0	0	0,266
Mo	0	16,235	0
Pd	0,099	0	0,031
Ag	0,07	0	0,119
Sb	0,236	0,407	0,214
Te	0,266	1,054	0,292
W	0,47	0,702	0,84
Pt	1,604	1,397	0,735
Au	1,502	0,934	0,381
Pb	1,066	59,805	1,37
Bi	1,899	2,29	1,392
TOTAL	100	100	100

Figura 6.23D

	PONTO 1	PONTO 2
Elemento	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
O	19,664	
S	0,176	49,949
Ti	3,059	0,104
Fe	16,358	41,852
Cu	0,246	0,27
Zn	0,129	0,201
As	0,057	0
Se	0,088	0
Nb	0,074	1,014
Mo	0,185	0
Pd	0	0,135
Ag	0	0
Sn	53,349	
Sb	0	0,191
Te	1,286	0,258
W	0,549	0,441
Pt	1,068	1,69
Au	0,965	1,163
Pb	1,499	1,284
Bi	1,249	1,448
TOTAL	100	100

Figura 6.23E

Elemento	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3
	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	9,066	0,652	51,578
Fe	9,377	1,632	40,88
Ni	0,06		0,099
Zn	0,305	0,164	0,285
As	0,159	0	0,273
Se	0,048		0,119
Mo	0		0
Pd	0		0,163
Ag	48,023	58,565	0
Te	27,042	33,13	0,255
W	0,734	0,743	0,468
Pt	1,138	0,946	0,94
Au	0,857	1,281	1,027
Pb	1,416	1,551	1,58
Bi	1,776	1,337	1,796
TOTAL	100	100	100

Figura 6.23F

Elemento	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3	PONTO 4
	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	50,653	7,844	30,197	
Fe	41,696	1,5	1,913	
Co	0	0,079	0,094	
Ni	0,118	0,276	0,144	
Cu	0,197	3,894	8,667	
Zn	0,216	0,141	51,147	
As	0,076	10,654	0	
Se	0,345	0	0,415	
Mo	0	15,297	0	
Pd	0,089	0	0,038	
Ag	0,258	0,5	0,247	54,442
Sb	0,212	0,199	0,419	
Te	0,281	0,9	0,182	33,948
W	1,256	0,552	0	
Pt	0,643	1,584	0	
Au	0,301	0,751	2,655	6,625
Pb	1,626	54,062	1,937	3,521
Bi	2,034	1,765	1,946	1,464
TOTAL	100	100	100	100

**Apêndice II:** Resultados das análises por MEV-EDS dos minerais mostrados na figura 6.26.

**FIGURA 6.26A**

	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3
Elemento	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	31,224	30,574	31,112
Fe	0,922	0,307	1,006
Co	0,074	0,077	0,069
Ni	0,206	0,114	0,176
Cu	0,714	0,149	0,751
Zn	59,653	59,909	59,37
Se	0,289	0,478	0,396
Pd	0,137	0,093	0,035
Cd	0,322	0,319	0,614
Sb	0,187	0,269	0,16
Te	0,33	0,205	0,363
Au	2,558	3,09	2,391
Pb	1,826	2,045	1,789
Bi	1,558	2,372	1,769
TOTAL	100	100	100

**FIGURA 6.26B**

	PONTO 1	PONTO 2	PONTO3
Elemento	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	29,626	32,59	5,964
Fe	1,235	27,555	0,205
Co	0,141	0,026	0,161
Ni	0,09	0,246	0,146
Cu	0,736	30,849	0,552
Zn	58,102	0,177	0,353
As	0,281	0	9,202
Se	0,457	0,263	0
Mo	0	0	12,432
Pd	0,004	0,108	0
Ag	0,347	0,05	9,209
Sb	0,299	0,187	0
Te	0,4	0,255	0,644
W	0	0,205	1,326
Pt	0	1	0,879
Au	3,247	2,11	0,511
Pb	1,631	1,844	55,727
Bi	3,405	2,535	2,687
TOTAL	100	100	100

FIGURA 6.26C

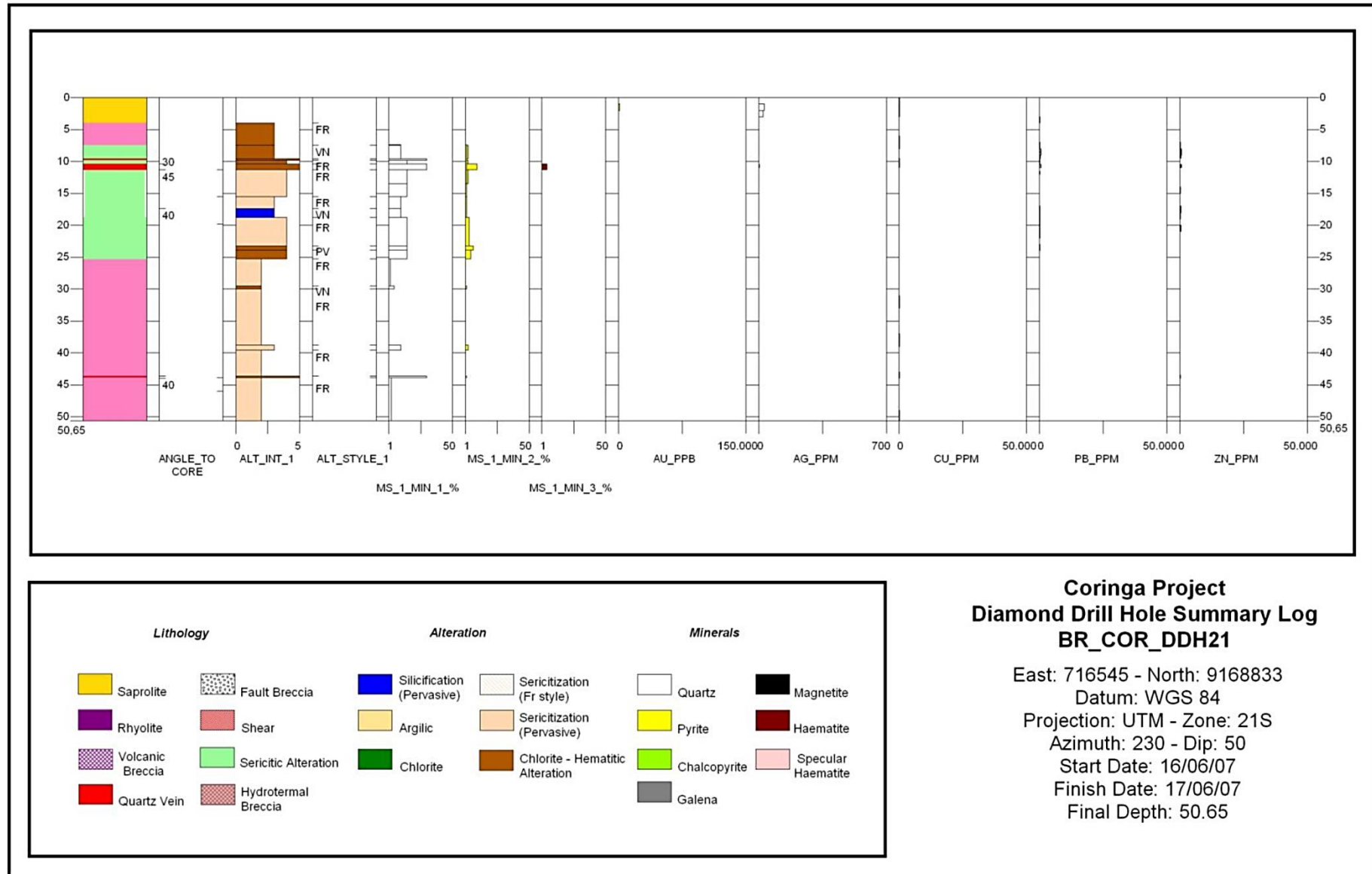
Elemento	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3	PONTO 4
	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	3,885	31,529	32,318	4,801
Fe	0,163	0,223	2,219	0,222
Cu	0,29	0,194	2,914	0,421
Zn	0,307	59,701	55,208	0,344
As	9,572	0	0	10,192
Se	0	0,216	0,65	0
Mo	16,473	0	0	15,462
Pd	0	0,139	0,065	0
Ag	0	0,259	0,238	0
Sb	0,59	0,278	0,351	0,548
Te	0,644	0,288	0,345	0,914
W	0,303	0,465	0	0,999
Pt	1,657	0	0	1,322
Au	0,577	2,72	1,501	0,598
Pb	63,423	2,184	1,507	61,791
Bi	2,117	1,804	2,682	2,387
TOTAL	100	100	100	100

FIGURA 6.26D

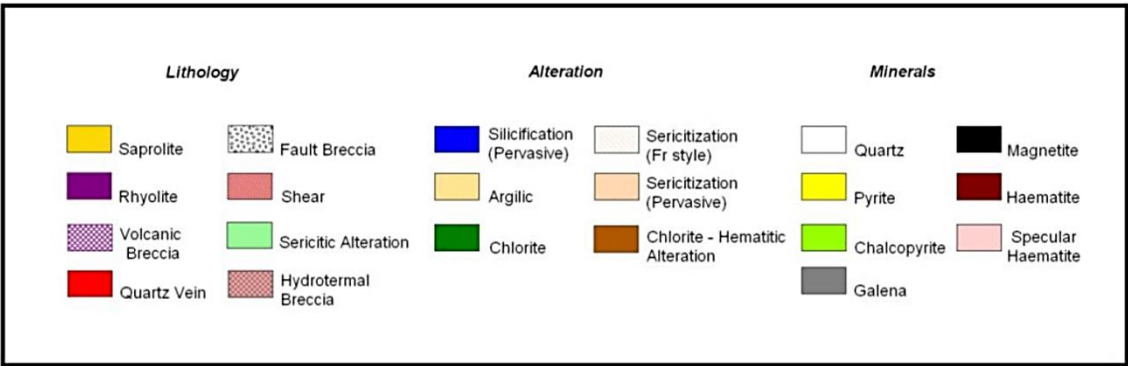
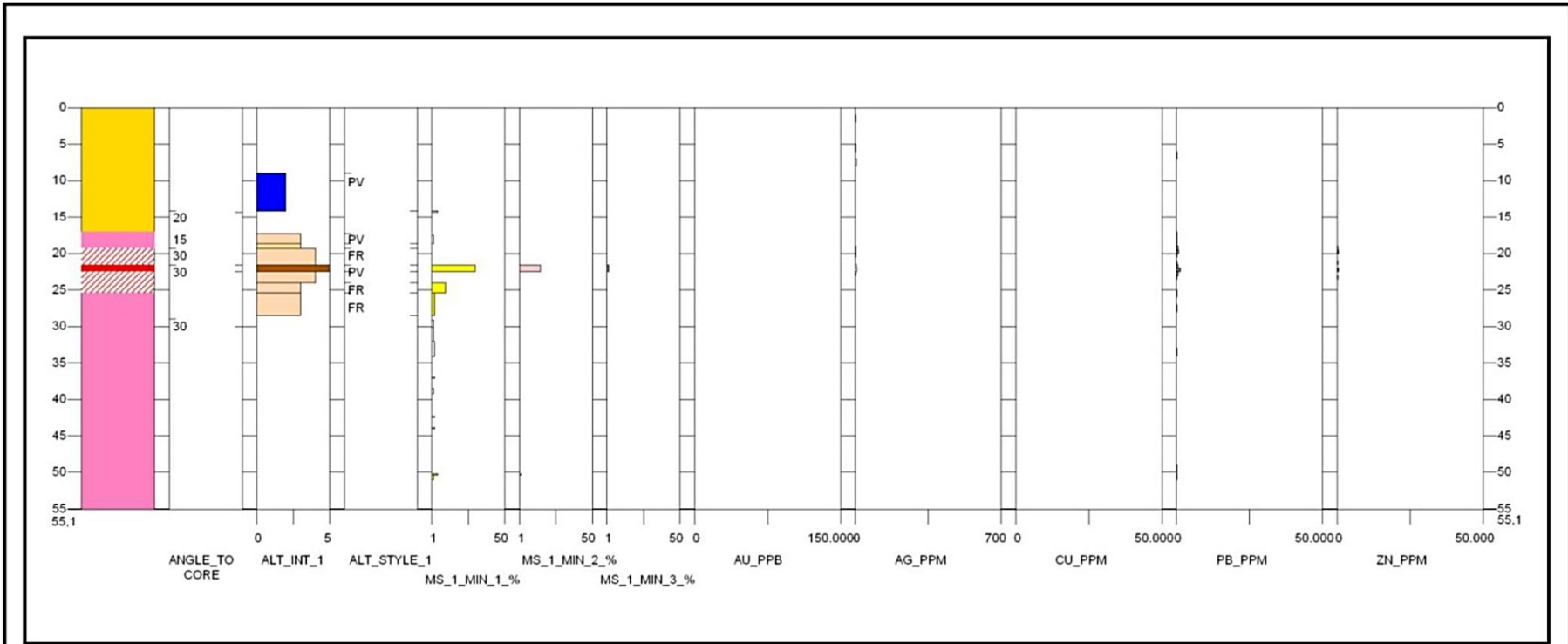
Elemento	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3	PONTO 4
	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)	Concentração (wt.%)
S	2,656	4,668	4,344	51,795
Fe	0,207	0,357	0,176	42,534
Co	0,139	0,266	0,144	0
Ni	0,241	0,23	0,22	0,146
Cu	0,414	0,226	0,282	0,107
Zn	0,234	0,373	0,198	0,234
As	8,753	8,124	10,54	0,291
Se	0	0	0	0,24
Mo	16,242	13,016	13,9	0
Pd	0	0	0	0,047
Ag	0	0,19	0	0
Sb	0,324	0,204	0,385	0,321
Te	0,436	0,665	0,449	0,208
W	0,547	0,923	0,973	0,484
Pt	1,102	1,101	1,062	0,719
Au	1,039	1,158	0,205	0,651
Pb	64,793	65,809	65,006	1,056
Bi	2,875	2,691	2,116	1,166
TOTAL	100	100	100	100

## **ANEXOS**

Anexo A: Log de sondagem do furo DDH-21 elaborado pela Magellan minerals. Ltd.



Anexo B: Log de sondagem do furo DDH-18 elaborado pela Magellan minerals. Ltd.



**Coringa Project  
Diamond Drill Hole Summary Log  
BR\_COR\_DDH18**

East: 716591 - North: 9168771  
Datum: WGS 84  
Projection: UTM - Zone: 21S  
Azimuth: 225 - Dip: 50  
Start Date: 10/06/07  
Finish Date: 11/06/07  
Final Depth: 55.1